O-1

先土器時代における火処の探求－大和市上草柳第３地点南遺跡の自然残留磁化測定と炭化物片分布－

会田信行（千葉･佐倉東高校）・織笠　昭*

Nobuyuki AIDA & Akira ORIKASA : A pursuit of the place where fire was used in pre-ceramic age - NRM measurements and the distribution of chacoal fragments at Kamisouyagi No.3（south） site, Yamato city, Kanagawa Prefecture -

炉址の焼土や灰といった火使用の直接の証拠が先土器時代の遺跡で確認されることは少ない．そのため，受熱石器の分布，加熱痕のある礫群あるいは微細な炭化物片の分布が火使用の痕跡を示す重要な要素とされてきた．先土器時代の遺跡が，関東地方では立川ローム層という特殊な地層中に存在し，炉（焼土）の肉眼的特徴が失われたことによるものと考えられている．焼土の残留磁化は熱残留磁化であるため，まわりの非加熱土壌に比べ，磁化強度が大きく，磁化も安定である．この特性を利用すれば，肉眼的特徴が認められなくとも，残留磁化による炉址推定は可能である．しかし実際に推定に至った例は少ない．

上草柳第３地点南遺跡（神奈川県大和市）では，数年にわたる発掘調査の中で，立川ローム層 BB0（第０暗色帯）から BB1（第１暗色帯）の複数層準において，自然残留磁化測定と炭化物片の分布調査を行った．自然残留磁化測定のための試料は，暗色帯中の６層準から，それぞれ 20cm 間隔で採取した（総数 859 個）．測定には千葉県環境研究センター地質環境研究室のスピナー磁力計（夏原技研 SMD-88）を使用した．炭化物片は，特に BB0 の上部約 15cm に集中して分布し，その採取は 17 面から行った（図１）．結果の一部はすでに報告した（織笠・会田・上小澤，2000；織笠・会田，2003）．

自然残留磁化の強度は採取面ごとにほぼ同一の値を示し，全体に下位ほど大きくなる（図４）．磁化率も同様の変化を示す．自然残留磁化方位はほぼ同一の方向（現在の地磁気方向に近い）を示す（例えば図２の採取面５）．

採取面４だけは，自然残留磁化の強度の大きい試料が多く分布する（強度の小さい試料も存在する）（図４）．採取面４の自然残留磁化方位の平面分布（図３）から，磁化強度の大きい試料は部分的に集中し，磁化方位もまとまる傾向（伏角の値が大きい）を示す．火使用（炉址）を示唆するものと考えられる．しかしこの層準での炭化物片の分布はきわめて僅かであった．また伏角が負のものもあり，それらは磁化強度が小さく、炉址を示唆する部分の周囲に分布する傾向が認められる．

採取面１でも磁化強度が大きく，採取面４の炉址を示唆する試料が示す磁化方位に近い方向を示す試料（２個）がある．採取面１は炭化物片の最多集中面に一致する．磁化強度の大きい試料は，炭化物片の分布域の中心ではなく，分布域の北端付近に位置する．

これまでの遺跡調査では，考古学的に火使用が予想される１面のみで残留磁化測定が行われるのが普通であったが，炉址の位置の特定には，複数面の測定が必要である．さらに炭化物片の分布との関係が一般性を有するか，さらに資料を集める必要がある．

（文献）織笠　明・会田信行（2003）大和市史研究，29，p.1-36（口絵 1-4）

*本年５月２１日急逝されました．

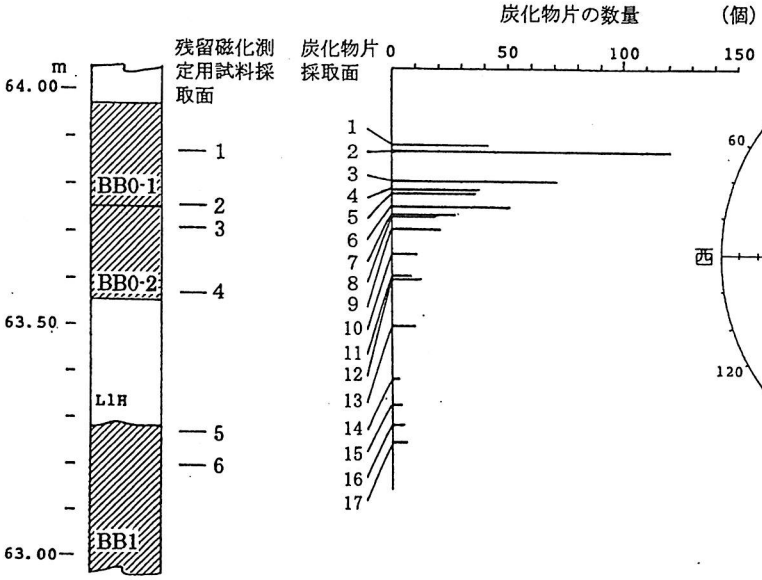


図１　試料採取面の層準

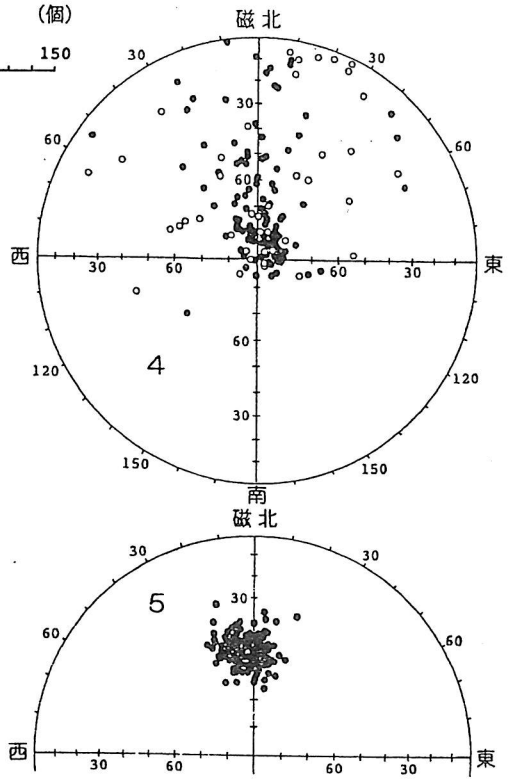


図２　試料採取面４,５の自然残留磁化方位

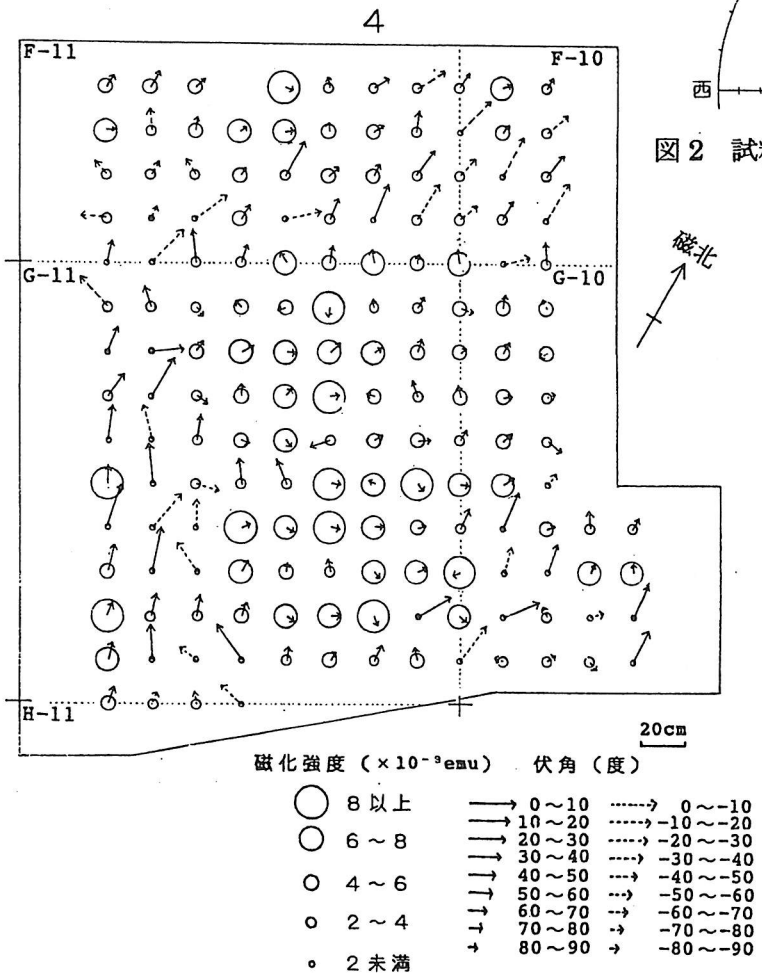


図３　試料採取面４の自然残留磁化方位の平面分布

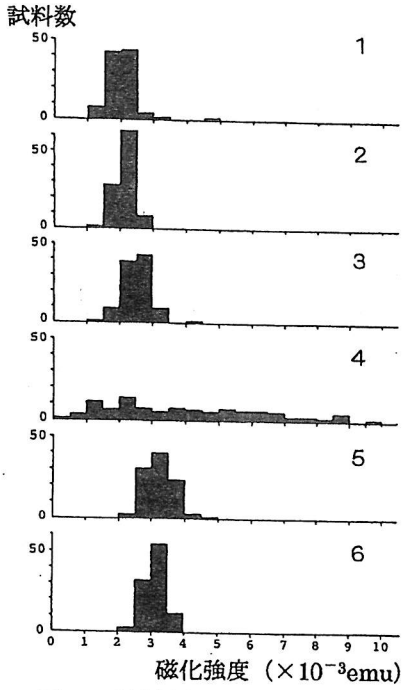


図４　試料採取面 1～6 の
自然残留磁化強度分布

O-2

最終氷期末以降における諏訪湖の湖水準と気候変動の関係：遺跡の地理的分布に関する予察的検討

福澤仁之（東京都立大学大学院理学研究科地理科学専攻）

Hitoshi FUKUSAWA: Interrelationship between lake-level of Lake Suwa and Climate changes since late glacial period with reference to preliminary investigation on geographical distribution of archeological sites

［研究目的］

1997 年に諏訪湖で掘削された堆積物コアは欠落のない連続したもので、過去 16,000 年間の湖水準・降水量変動記録が得られた（福澤ほか、2003）．この検討結果から、①最終氷期以降、アジア夏季モンスーンによる降水量変化によって、諏訪湖の湖水準が強い影響を受けていること、②集水域から流入する砕屑フラックス変動に基づけば、9,750 年前以降は集水域に現在とほぼ同じ森林植生が成立して、土壌浸食が生じなくなったことなどが明らかになった（福澤ほか、2003）．

諏訪湖の湖水準変動については、周辺に分布する遺跡の標高および遺跡における地質層序に基づいて、藤森（1965）による詳細な事実記載とそれに基づいた積極的な考察がある．それによれば、諏訪湖の湖水域は拡大・縮小を数回にわたって繰り返しており、その変動は諏訪湖周辺の断層活動による基盤の相対的隆起・沈降に由来しているものと示唆されている．しかしながら、湖水準の上昇・下降は基盤の昇降によるものだけではなく、降水量の増減によっても引き起こされる．このため遺跡の記載データ（藤森、1965）に基づいて、降水量変動による湖水準の変動の可能性について検討することを目的とした．なお、諏訪湖の北東と南西には北西－南東方向に走る多くの断層があり、ブロックごとの相対的沈降を考慮しなければならない．今回は諏訪湖の湖底に認められる縄文草創期～早期の曽根遺跡の北方で採取されたコア SUW97-1 について検討する．このコアの放射性炭素年代によれば、表層から深度 23m までの堆積速度は一定（1.494mm/年）であることから、基盤の急速な沈降がなく隆起による削剥を受けていないものと判断される（福澤ほか、2003）．

［湖水準変動の検討方法］

諏訪湖の湖水中には温泉水起源と考えられる硫酸イオンが大量に含まれ、湖底堆積物中にはフランボイダル黄鉄鉱が認められる（福澤、2000）．古絵図などによれば、西暦 1069 年頃の諏訪湖の湖水面積は現在の２倍に近くあり、それ以降、八ヶ岳山麓から流入する宮川や上川によって、東南東方向から埋積が進行している．とくに、西暦 1590 年には諏訪高島城の城下を水害から守るために天竜川への新たな水路（釜口新堀）を掘削して諏訪湖の水深を浅くする工事が行われ、湖水面積は半減した（福澤、2000）．この歴史時代の工事によって水深が浅くなった以降に比べて、それ以前の堆積物中には大量のフランボイダル黄鉄鉱が含まれている（福澤、2000）．これは、水深が深かったために、表層の酸素が底層まで供給されにくく、堆積物表層中で硫酸還元が生じて、黄鉄鉱が晶出したものと推定される．すなわち、諏訪湖湖底堆積物中の黄鉄鉱フラックス変動は水深変化を反映しているものと考えられる．過去 16,000 年間の黄鉄鉱フラックス（図）についてみてみると、水深変化に由来するフラックス変動が読み取れる．もちろん、降水量変化のみならず、集水域からの砕屑粒子が増加すれば、湖水深は浅くなる．流入砕屑粒子量の検討は石英フラックスからすでに検討しており、縄文早期中葉の 9,750 年前以降の流入量は少なくほぼ一定であったと結論された（福澤ほか、2003）．この黄鉄鉱フラックス変動から現在の諏訪湖の湖水域が約 15,800 年前から滞水しはじめ、15,000 年前以降水深が著しく大きくなったと考えられる．

［遺跡における地質層序などに基づいた諏訪湖の湖水準変動］

諏訪湖周辺の旧石器時代以降の遺跡層序に基づいて、諏訪湖には増水期と減水期があることを藤森

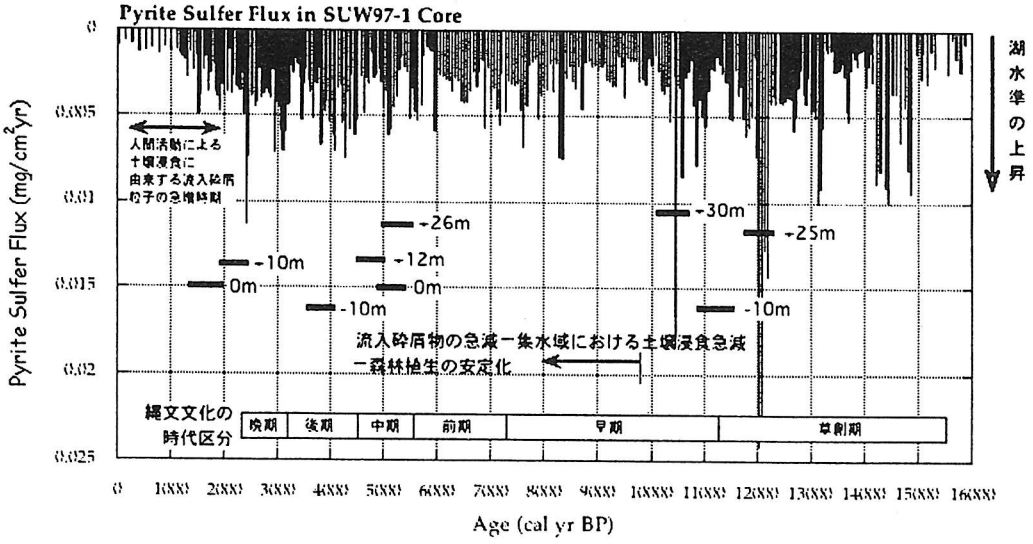
(1965) は明らかにした．それによると、茶臼山遺跡に代表される旧石器時代、縄文早期初葉、縄文前期－中期境界、縄文中期－後期境界および弥生後期以降に湖水準が上昇したという．これらの増水期および減水期の年代およびそれらの湖水準の標高を示して気候変動との関係にも言及している（藤森、1971）．その湖水準の標高とその時代を図中に記入した．これを黄鉄鉱フラックス変動と比較すると、湖水準の上昇した時期には黄鉄鉱が増加している（図）．縄文早期中葉から前期にかけては遺跡が少なく、湖水準の検討が行われていない．黄鉄鉱フラックス変動によればこの時期にはそれほど大きな湖水準変動はなかったものと考えられる．しかしながら、最近の縄文年代軸に基づけば藤森（1965）による縄文草創期から弥生時代にわたる検討はかなり正確なものであったと考えられる．

藤森（1965）は、縄文前期までの遺跡は様々な標高の河川沿いに分布する「分散性生活立地」タイプであるのに対して、縄文中期以降は諏訪湖周辺の低地沿いに分布する「集約性生活立地」としている．これは、縄文中期以降諏訪湖周辺の低湿地に定住集落が形づくられたことを示唆している．これに関連して、なぜ縄文早期以降に遺跡の標高が高くなり分散化する理由については未知であるとされている．石英フラックス変動（福澤ほか、2003）によれば、縄文早期中葉（9,750 年前）以降、周辺の山地の森林植生が成立したと考えられる．このことから、山地の森林成立にともなって、狩猟採集の場が様々な標高の場所に拡大した可能性があるのではないだろうか．

では、なぜ縄文中期以降に諏訪湖周辺に遺跡が集中するのだろうか．この時期は湖水準が低いところに安定している時期である．最近、琵琶湖沿岸の粟津貝塚や赤野井湾遺跡、三方町の鳥浜貝塚の獣骨や魚骨を検討した内山（2001）は、低湿地の定住形態や狩猟キャンプなどの季節的定住形態を検討した．それによれば、定住形態を引き起こした原因は湖沼における淡水漁撈活動であるという．夏季の産卵期に浅い湖底で産卵する場所で、網などの道具を使わずに採っていた可能性を指摘した．産卵場所は、浅い湖底で暖かく、かつ河川から酸素が供給される環境である．そのような環境は砕屑物が継続的に供給され、湖水準が比較的浅く広い棚上地形が必要となる．おそらく、縄文中期以降は諏訪湖の淡水魚類をタンパク質起源として利用することによって「集約性生活立地」型定住がはじまったのではないのだろうか．今後の検討が待たれる．

［まとめ］

最終氷期末以降の諏訪湖の湖水準変動は東アジア夏季モンスーンによる降水量変動によって規制されたと考えられ、この変動が漁撈活動を通じて集落の定住化を引き起こした可能性をある．



O-3

剥片石器の石材に利用された、岐阜県下呂町に産する「下呂石（湯ヶ峰流紋岩）」の広がり（1）

岩田　修（岐阜県高山市立三枝小学校）

Osamu Iwata: The distributions of `Geroishi (Yugamine Rhyolite)` it was used as stone implement.

石器に利用された湯ヶ峰流紋岩には、産地名から「下呂石」と呼ばれ、黒色ガラス質で長石や黒雲母の微少な斑晶の流理構造をもつものがある。旧石器～弥生時代まで２万年以上にわたって尖頭器や石鏃などの剥片石器の石材に活用されてきた。主な石材として信州や箱根の黒曜石、近畿のサヌカイト、現地性の強いチャートなどがあるが、下呂石は岐阜県・愛知県を中心に中部地方の主要な石器石材であったことが分かってきた。演者は、下呂石が利用された遺跡での利用率の集計を行うと共に、岩石学や地理・地形面、それに考古学からの検討を行ってきた。

１図は、石器中における下呂石の利用百分率（主に石鏃を基にした）を大まかに示したものであり、下呂町湯ヶ峰火山を中心にして広がっていった状況をつかむことができた。南方への広がりは、流域の飛騨川から木曽川へ流れ下った下呂石の転石を利用したことによることが大きい。下呂石の円礫や円礫面を残す剥片が多くの遺跡から発見されている。北方面へは下呂町湯ヶ峰から石核や製品（半製品）を運んだことになるが、飛騨山地から峠を越えて東は信州から関東地方(群馬・千葉県）まで運ばれ、北は富山県から石川県、新潟県で存在が確認された。西は、木曽川流域からの転石を主に、一部湯ヶ峰から直接運ばれた下呂石が、関ヶ原から滋賀、奈良、三重県まで広がっている。西は、天竜川を越え静岡県まで達している。１図から、下呂石が伝播していった経路がその利用率の高さから推定できる。それを２図に示した。

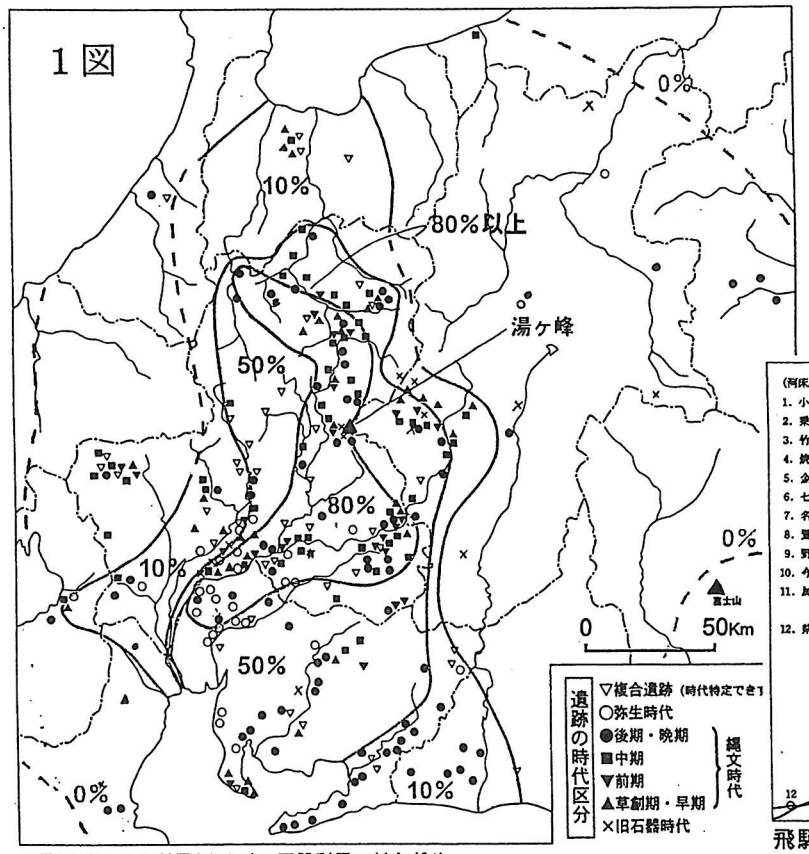
３，４図は、飛騨川・木曽川を下った現在の転石と、段丘中や遺跡で発掘された下呂石円礫を湯ヶ峰からの距離と礫径とで表したものである（斉藤 1994 の資料も引用した）。現河床の礫径と縄文時代を通しての石器として利用した礫径とはほぼ同じ位に見える。また、湯ヶ峰火山は阿寺断層上に位置し、断層活動による崩壊により下呂石の岩砕が定常的、また変動的に供給された可能性がある。

下呂石は、産地が限定でき（湯ヶ峰と飛騨川・木曽川流域）、しかも長期間で広範囲に流布した希有な石材であることから、考古学や地理学などに貴重な情報を提供できる。また、下呂石は、いずれの類似岩とも岩石学的、理化学方法で識別可能であり、さらに産地が複数ある黒曜石、サヌカイト、チャートな

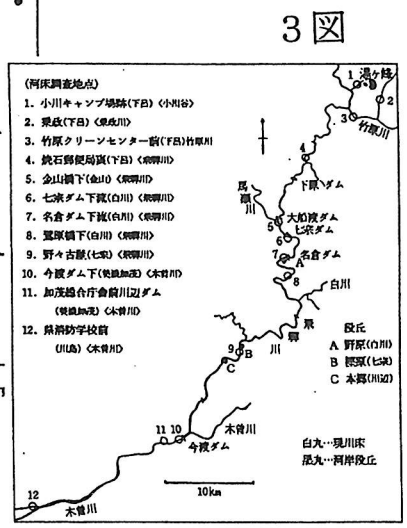
どとは異なり、単独の岩石という特色を持っている。下呂石が多くの考古学関係者に認識され、鑑定力が備われば、分布はさらに広がることが期待される。

小さな火山の、わずかな噴出物であるガラス質流紋岩（下呂石）が、長期間にわたって中部地方の主要な石器石材であり続けたことの理由、そして下呂石の広がりの経過を多面的に追求していきたい。

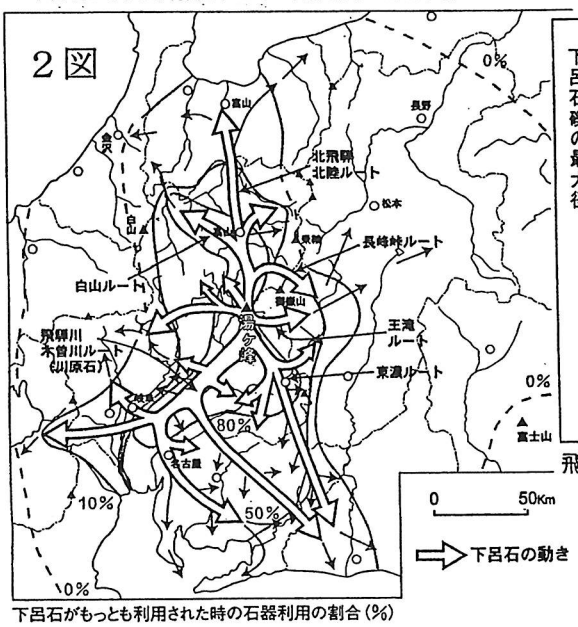
今回は、下呂石の分布とルートを中心に述べたい。



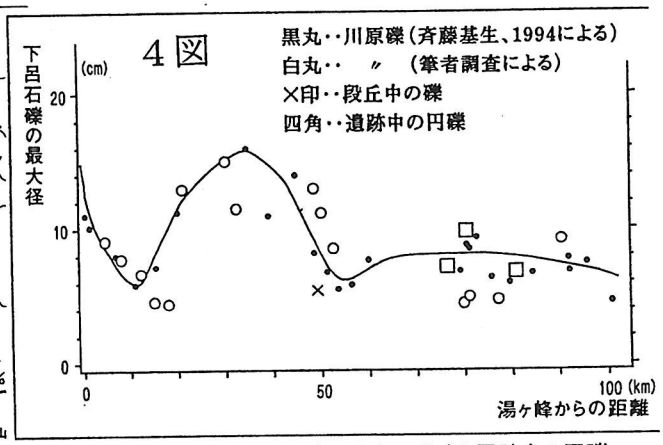
下呂石がもっとも利用された時の石器利用の割合（%）



飛騨川・木曽川の下呂石調査地点



下呂石がもっとも利用された時の石器利用の割合（%）



飛騨川・木曽川の下呂石礫（レキ）最大径の分布と置跡中の円礫

O-4

縄文時代～平安時代の土器の化学成分から見た土器生産における土地利用

松本建速（筑波大学・院）

Takehaya MATSUMOTO : The land use of pottery production from Jomon period to Heian period from an analysis of chemical constituents of pottery .

1. はじめに

東日本の縄文時代～平安時代の土器、第四紀の粘土類を分析した結果、低温焼成の土器と高温焼成の土器とでは化学成分に違いがあった。特に大きな違いはアルカリ、アルカリ土類元素にあらわれる。この違いは地域を問わず一定なので、その違いは焼成環境の違いに合わせた粘土類の選択の結果であると推測される。

今報告では、粘土類の分析結果と総合して当時の人々の土器作りに関する土地利用の違いを説明する。その際、土地利用のうち自然に規定される部分と人文的に規定される部分とを見分けやすいように、対象とする土地を一定の狭い範囲に限定する。対象とする地域は青森県津軽地方、時期は縄文時代前期から平安時代である。

2. 試料と分析方法

試料は、北海道央部から東北北部・佐渡島・関東地方東部・埼玉県・神奈川県などの縄文時代～平安時代にかけての土器・須恵器と各地の第四紀層の粘土など、およそ2000点である。分析にはICP-AESを用い、Al・Ti・Fe・Mn・Mg・Ca・Na・K・P・Ba・Cr・Cu・La・Li・Sc・Sr・V・Y・Zn・Zrの20元素を定量分析した。

3. 結果と考察

(1) Mn濃度の違い

Mnの濃度は0.05％以上含まれるものと、それ以下のものに２分できた。

0.05％以上のもの・・・地表付近の土、あるいは褐色系の火山灰や粘土

0.05％以下のもの・・・各種の土器や白色系および灰色系の粘土

(2) 土器の種類によるCa・Na・Kの比率の違い

長石類の違いを見るための指標Ca/Na＋K、K/Ca＋Naの値は土器の種類によって異なる（図）。その傾向はどの地域でも同じである。それは、土器ごとの焼成環境の違いに合わせた粘土類の選択の結果を示すと推測される。

土器の胎土は粘土・シルト・砂で構成される。そのうちCa・Na・Kを主に含むのは長石類である。その３元素の比率から含まれる長石類を次のように推測できる。

Ca/Na＋Kが高く、K/Na＋Caが低い・・Caを多く含む斜長石が多い

Ca/Na＋Kが低く、K/Na＋Caが高い・・Kを多く含むアルカリ長石が多い

陶器原料の粘土を焼き締める融剤としてはカリ長石が最良である（中川1995）。陶器に似た焼成環境の須恵器にもカリ長石を含む原料が適していたと推測される。

(3) 津軽地域における粘土類の化学成分と土器生産地の関係

五所川原市だけに須恵器産地はある。そして、**その成分に一致する粘土層は低位段丘だけ**にある。それよりも古い白色系の粘土層はCaが高い。それは津軽地方に広く存在するが縄文土器・土師器・擦文土器にしか利用されていない。

(4) 五所川原須恵器製作遺跡と窯の立地条件

焼成前の土器の成形遺跡は原料となる粘土類が近くにあることが第一条件となる。そして、窯が構築されたのは燃料である樹木が豊富な丘陵地内であった。

(5) 縄文土器や土師器の生産

縄文土器・土師器など低温焼成の土器類は遺跡周辺にある白色系の粘土およびその付近の砂層の砂が使われた。**どの地域でも土器製作は可能**であった。それが縄文土器・土師器・擦文土器がどの地域にもある理由である。

そして集落内で焼成された。須恵器焼成とは異なり、運搬可能な軽くかさばらない燃料が利用されていたことが、それを可能とした理由である。

4．おわりに

今回は土器の種類ごとの胎土の化学成分の違いに着目し、長石類の相違を考えた。今後、推定される粘土採掘地粘土の粘土鉱物の種類の違いについても考察し、土器種類と使用された粘土鉱物の関係についても考えてみたい。

また、縄文土器や土師器がどこの土でも生産可能なことは、あまり長時間高温下に置かないという焼成法によると推測される。焼成時の土器の収縮を小さくおさえる焼成をおこなったはずなのである。今後この点についても実験等で確かめたい。

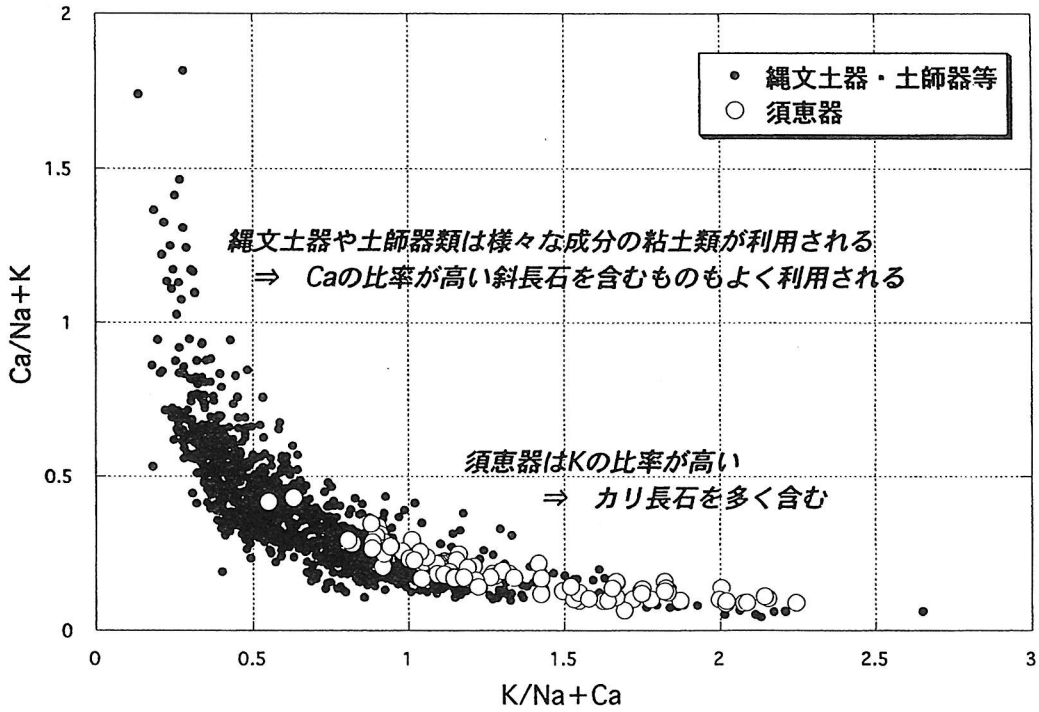


図 縄文時代から平安時代の土器類の化学成分の特徴 東日本域

O-5

三重県北部篠立石灰洞をめぐるネオテクトニクス

松葉　千年（桑名市）

Chitoshi Matsuba: The neotectonics around the Shinodachi-Limestone-Cave Northern Mie Pref.

篠立石灰洞は三重県いなべ市北部　篠立地内にあり通称篠立の風穴と呼ばれている　１９７６年地元の藤原岳自然科学館から　篠立風穴自然科学調査報告が出されている。　四十年後にひもといて見るとその内容は新鮮で新しい問題を多く含んでいる。　鈴鹿山脈形成と篠立風穴の成因が密接に関連している事実について述べたい。

篠立風穴は　地殻変動によって生じた石灰岩の割れ目に沿って生じた洞穴であると報告書に記されている。　測量図によると入り口付近で著しく折れ曲がっていること。　無数の横穴が存在し　過去に河床礫が流入していたことも記録されている。

彦根東部図幅を見ると　篠立風穴のある白石岩体は　南の御池岳を構成する霊仙山層と風穴付近で接し　ほとんど独立の岩体を構成しているように見える

鈴鹿山脈北部の隆起は篠立風穴を軸とする右まわりの Wrench stress と　左まわりの Wrench stress によって前期更新世から一志断層系の東側に　米野層を堆積しつつ進行したことを１９９９年地質学会名古屋大会講演要旨Ｐ．１６７で述べた。

篠立風穴の形成は　白石岩体の右まわり回転応力によって生じた割れ目にいなべ川が流入して形成されたもので　その後更に強力な回転が進行し回転軸に近い入り口付近が著しく変形し　いなべ川河床より約６ｍ隆起した。それは中位段丘Ｍ１面形成後である。

いなべ川水系の起源は約４５万年前と推定される中期更新世以後であると段丘の形成から推測される。

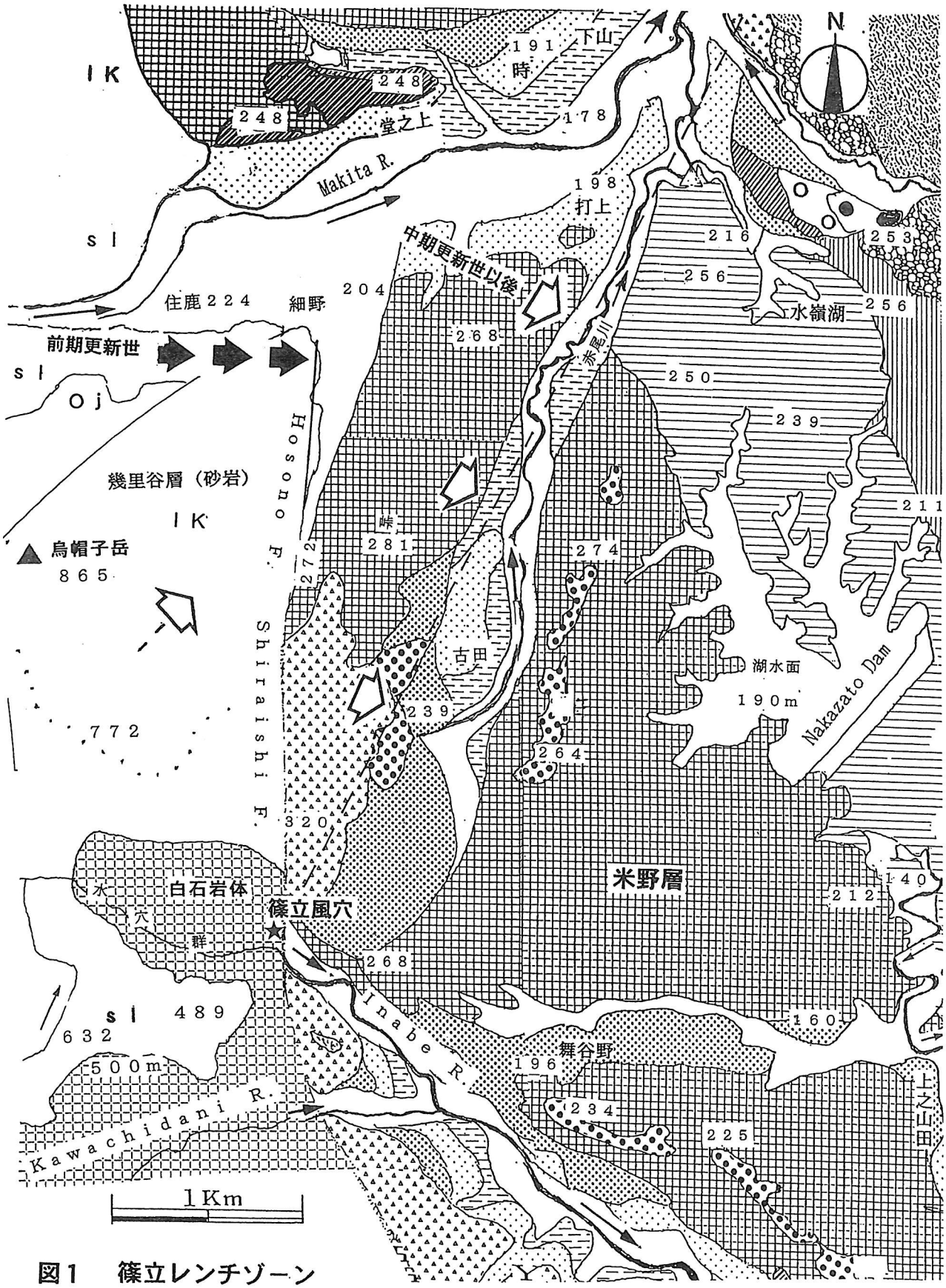

N
IK
248
248
191
下山
時
178
堂之上
Makita R.
198
打上
sl
中期更新世以後
216
253
256
256
住鹿224
細野
204
水嶺湖
268
前期更新世
赤尾川
sl
250
Oj
239
Hosono F.
幾里谷層（砂岩）
IK
211
峠
281
272
274
烏帽子岳
865
古田
湖水面
190m
Nakazato Dam
239
772
264
Shiraishi F.
320
米野層
白石岩体
140
212
篠立風穴
268
sl
489
632
Inabe R.
160
舞谷野
500m
196
234
上之山田
Kawachidani R.
225
1Km

図1　篠立レンチゾーン

O-6

ボーリングコアの解析からみた完新世における桑名断層の活動間隔評価

鳴橋龍太郎・須貝俊彦(東京大)・藤原治(核燃料サイクル開発機構 東濃地科学センター)
・粟田泰夫(活断層研究センター)

Ryutaro NARUHASHI, Toshihiko SUGAI, Osamu FUJIWARA, and Yasuo AWATA : Evaluation of recurrence interval of the Kuwana Fault from the analysis of Holocene drilling cores

はじめに

プレート内部の内陸活断層は一般に活動間隔が長いため，大地震の繰り返しモデルの検討に必要な回数の活動記録を得ることは著しく困難である。ここでは活動度の高い桑名断層を対象に完新世における活動史を復元することによって，内陸活断層の活動間隔の規則性を検討した。

方法

養老断層系桑名断層は非常に活動的な逆断層であり，A.D.745 年天平地震と A.D.1586 年天正地震の震源断層である可能性がある。しかし，それ以前の活動時期は不明である。三重県桑名市汰上(ゆりあげ)地区では後氷期の海面上昇により上盤側まで内湾が広がり，断層を覆った堆積物が連続的に保存されている。特に下盤の堆積速度が断層の平均上下変位速度をうわまわる環境が保たれていることが，層厚対比によるイベント検出を可能としている。本研究には活断層研究センターが断層を跨いで掘削したオールコアの群列ボーリングのうち，下盤側の No.200(コア長 35m)，No.275(コア長 31m)と上盤側の No.350(コア長 18m)を使用した。各コアの粒度と電気伝導度(EC)を 5～10cm 間隔で測定した。また合計 40 試料の ^{14}C 年代測定を行い，暦年較正した年代値から各コアの堆積曲線を復元した。これらの年代値と堆積曲線を用いて，柱状図の各層準に年代を内挿し千年ごとに等時間線を引いた。

結果と考察

層厚の比較によるイベント層準の検出

コアの年代と堆積層に基づいて 3 本のコア間で層序対比を行った。その結果，下盤側にのみ地層が厚く堆積した期間が少なくとも 6 つ認められた。これは約 7 千年前から現在までに 2 回の歴史地震を含んだ 6 回の縦ずれイベントがあったことを示す。

標高差曲線によるイベント層準の検出

さらに，高い時間分解能でのイベント時期検出を行うため，横軸に暦年代をとり，上盤の堆積曲線と下盤の堆積曲線の標高差を縦軸にプロットした標高差曲線と呼ぶグラフを作成した。これを模式的に表したのが図 1 である。グラフは上下盤の同時代に堆積した地層が，現在ではどの位の標高差を持つかを示し，縦ずれイベントによって断層変位が累積していく様子を読み取ることができる。また傾きは双方の堆積速度差を表す。縦ずれイベントの直後には，下盤側は上盤側に対して相対的に沈降するため，より堆積が進み堆積速度差が急増するはずである。よって断層変位イベントは，このグラフの変曲点のうち，堆積速度の差が大きくなる遷急点として捕らえる。

図 2 は実際のコアの標高差曲線である。① (No.200-No.350 の差) と② (No.275-No.350 の差) はかなり類似したトレンドを持ち，また①，②，③(No.200-No.275 の差)の推定イベント時期は近似している。また，イベント後の埋め戻しは断層に近い No.275 の方が No.200 に先行したと考えられる。このことは，①と②の推定イベント時期が全体的に後者の方が早めに検出され

ること，また③の推定イベント時期も後者にほぼ同調することとも整合する。これらの理由により，下盤側では断層により近いNo.275コアを基準とした。この方法では，約7千年前から上盤が離水したとみられる約2千年前までに5回の縦ずれイベント(2回の歴史地震を除く)が検出された。

EC値および粒度指標値による検証

EC 値は，コア全体でみると湾の広がった時期の堆積物で著しく高く，河川成の堆積物では低いことから海成と陸成の地層を識別する指標になりそうである。EC 値はイベント後に下盤側のNo.200とNo.275コアで上昇し，上盤側のNo.350コアでは下降する傾向があり，特に断層から離れたNo.200コアでこの傾向がはっきりしている。下盤側でのEC値の上昇は，地震性沈降に伴う水深の増加(海水の影響の増加)を示し，上盤側の EC 値の低下は地震性隆起による浅海化で海水の影響が減少したことが原因の1つと考えられる。粒度指標値の変化ではイベント後しばらくの間，下盤側の No.275 の堆積物がやや粗粒化する傾向が認められた。以上の結果は，地震動に伴う断層崖下への土砂流入，および地震性沈降(隆起)に伴う水深の増加(減少)や，地形変化による沿岸流，河川流の変向などの断層運動による環境変化を示すと推定される。

まとめ

桑名断層は過去約7千年間に，有史以降の2回を含めて7回活動したことが認められた。活動間隔の平均と標準偏差は1006年と318年であり，1σが平均間隔の3割となる。またその時期をもとに対数正規分布による更新過程モデルを示した。最後に活動した A.D.1586 年からの経過時間は420年弱であり，今後30，50，100年以内の発生確率はそれぞれ0.5，0.8，1.9%以内となった(図3)。実際の累積頻度は指数分布(ポアソン過程)と異なり対数正規分布に近似する。これは活断層の繰り返しモデルを支持している。同一のインタープレート断層を対象としてはじめて，活動間隔のばらつき具合が評価された。そしてそれはプレート境界型地震とほぼ等しいといえる。

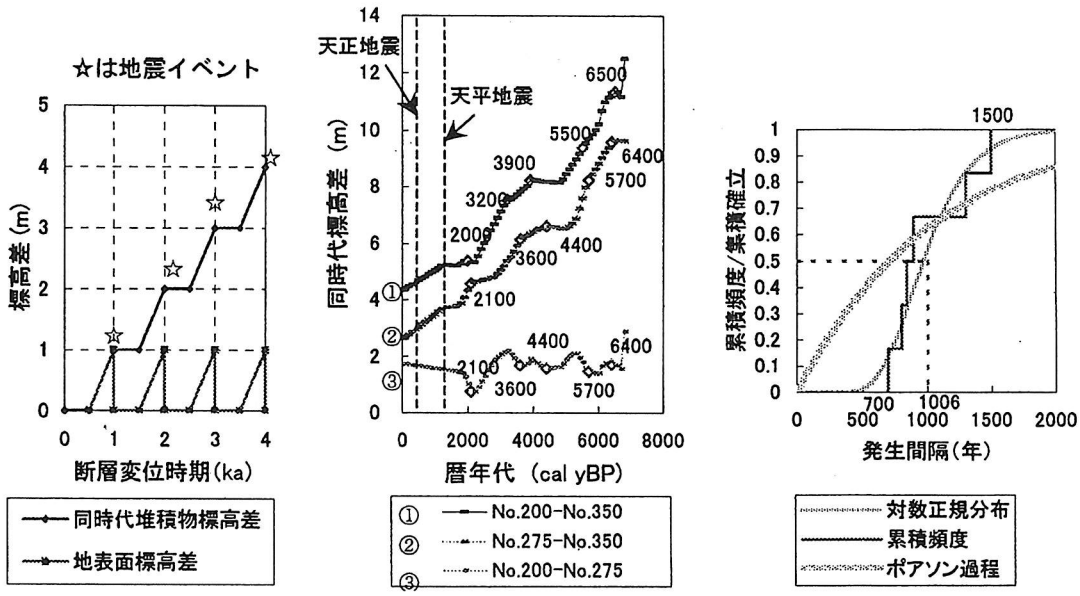


図1. 活断層を挟んだ上下盤の標高差曲線モデル

図2. 3コアにおける標高差曲線

図3. 桑名断層の発生間隔の累積頻度分布と更新過程の集積確率

O-7

後期更新世以降における四日市断層の活動性評価

大上隆史・須貝俊彦（東京大・新領域・環境学）

Takashi OGAMI, Toshihiko SUGAI : Evaluation of the activity of *Yokkaichi Fault* since the late Pleistocene.

はじめに

四日市断層は桑名・養老断層と単一の活動セグメントをなすとの見方もあるが、その実態は明らかでない。太田ら (1984) は後期更新世の段丘面と沖積面の比高より四日市断層の活動度をB級*1と推定した。その後、粟田ら (1991) は四日市断層が完新世の地形面を撓曲変形させていることを指摘し、須貝ら (1998) は撓曲変形を受けている地形面が *ca.*2,000*yBP* より新しいことを確かめている。本研究では後期更新世から完新世までの活動度を連続的に復元し、四日市断層の活動度評価を試みた。

方法と結果

撓曲崖の測量を行い (常盤測線 (Fig.2))、群列ボーリングに基づいて断層付近の浅部地下構造を解明した。更新世における断層運動を明らかにするため、断層下盤側の地下層序と断層上盤側の地形面との対比を再検討した。

断層付近の地形断面および浅部地下構造を Fig.3 に示す。三滝川沿いの段丘面投影図及び伊勢湾の東西断面を Fig.4 に示す。地形面には明瞭な撓曲崖が現れ、地下構造には断層の累積変位が認められる (Fig.3)。連続する堆積物の垂直変位量を読み取り、堆積物の堆積年代を推定し、平均垂直変位速度を算出した (Table.1)。

完新世における活動　完新世地形面 (**A2**) には垂直に ～6*m* の断層変位が認められた。地表下 2～3*m* の深度には Peaty Silt 層 (**PS**) が地表と平行に連続する。この層準の年代は約 2,000*yBP* である (須貝ら 1998)。断層下盤側には標高 −25～−40*m* に海成泥層 (N 値 5 前後) が発達する。本発表では濃尾平野における中部泥層の層準・四日市断層の累積変位との整合性から、この層準を中部泥層 (**MM**) とみなす。断層上盤側には Akahoya に対比される火山ガラスを挟む silt 層が標高 0m 前後に認められ、この層準は中部泥層に対比される。この層準の垂直変位量は 20～25*m*、形成年代は約 7,000*yBP* とした。また、中部泥層下部には礫層が発達し、これは完新世基底礫層 (**HBG**) に対比される。その垂直変位量は約 30m、形成年代は約 10,000*yBP* とした。以上の結果より四日市断層の完新世の平均垂直変位速度は約 3.0*mm/year* と導かれた。

後期更新世における活動　最終氷期最盛期 (stage2) 前後に形成されたと考えられる高角面 (**L2**) は撓曲変形している (Fig.4)。高角面の構成礫層は断層下盤側で、基底礫層 (**BG**) に連続すると考え、この層準の垂直変位量を約 65*m*、形成年代を 20～30*ka* と見積もった。また、上盤側には熱田層 (Atsuta F.) に対比される silt 層の露頭 (吉田 1984) が標高 17m 前後に観察される (Fig.4)。既存ボーリング資料から断層下盤側における熱田層の層準は標高 −60～−110*m* とみなされる。これより、熱田層の垂直変位量は少なくとも 80～130*m**2に達する。以上より四日市断層の平均垂直変位速度は後期更新世を通じて ≥ 1.0*mm/year* であり、少なくとも最終氷期最盛期以降 2.0～3.0*mm/year* であることが導かれた。

考察とまとめ

本研究により、四日市断層の後期更新世以降の活動度が従来考えられていたものよりも一桁近く大きい可能性が示唆された。これは近年の研究で示されている完新世後期の活動度と整合的であり、四日市断層の活動度は桑名・養老断層の活動度と同等であることを示している。よって、四日市断層は桑名・養老断層系に含まれる可能性が高いと考えられる。また、四日市断層の活動度の再評価に伴い、伊勢湾西岸地域の地形発達過程の見直しが要請される。

*参考文献

粟田泰夫・吉田史郎 1991. 桑名断層及び四日市断層の完新世における活動. 活断層研究.9. 61-68.
太田陽子・寒川旭 1984. 鈴鹿山脈東麓地域の変位地形と第四紀地殻変動. 地理学評論.57 A. 237-262.
須貝俊彦・粟田泰夫・下川浩一 1998. 桑名断層・四日市断層の活動履歴調査. 平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書. 75-90.
吉田史郎 1984. 四日市地域の地質. 地域地質研究報告. 地質調査所.

---

*1 ≥ 0.3～0.4*mm/year*

*2 観察した断層上盤側の熱田層の位置は撓曲変形の途中であり、この見積もりは最小値を示す。

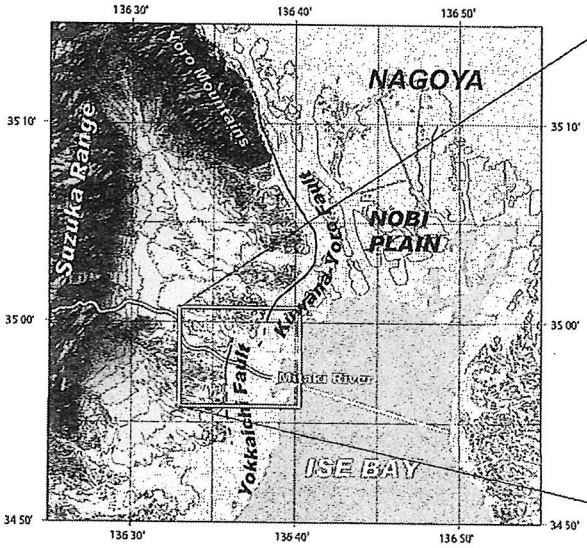


Fig. 1: 調査地域位置図

DEM(50m mesh) により作成. 等高線は 20m 間隔.

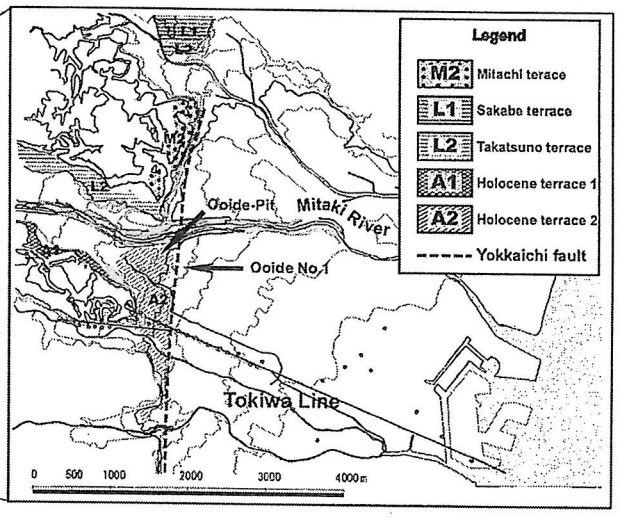


Fig. 2: 四日市断層周辺の地形学図

等高線は 2m 間隔. 丸印はボーリング位置を示す.

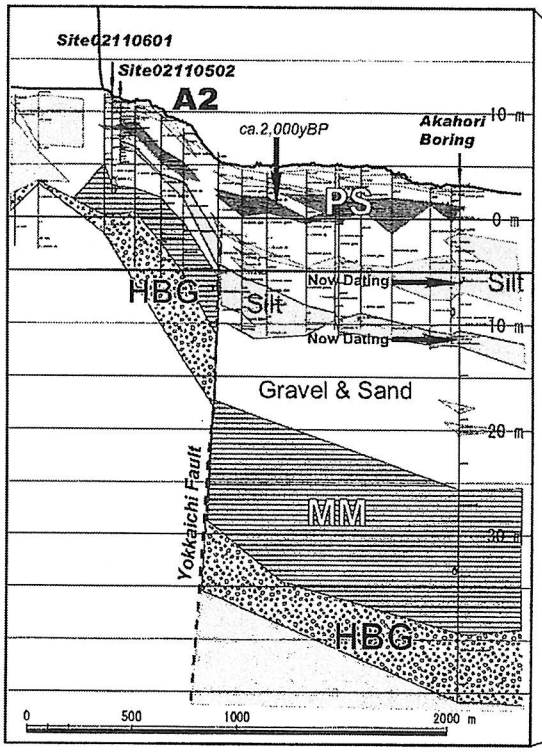


Fig. 3: 常盤測線における地質断面

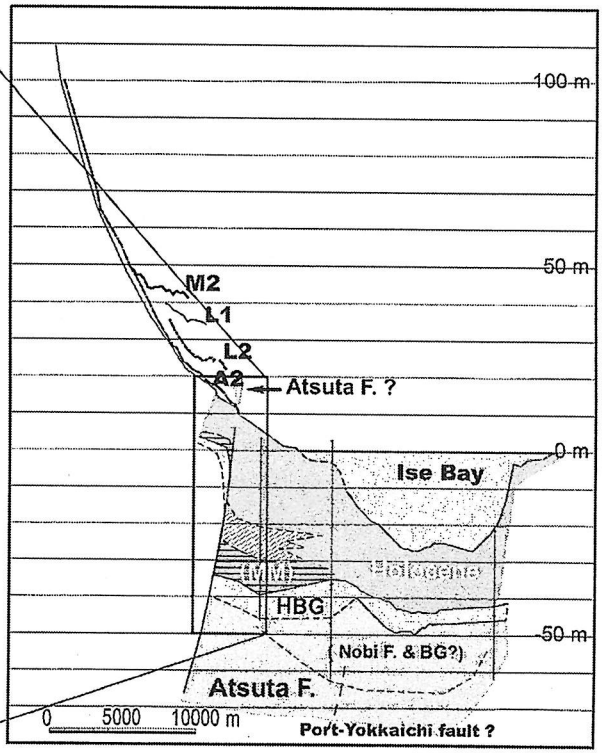


Fig. 4: 三滝川沿い地形・地質断面図

	Deposit	Terrace	垂直変位量	形成年代	平均変位速度
完新統地形面		A2	6m	～ca.2.0ka	＞3.0mm/year
peaty silt 層	PS		≧6m	1.9～2.2ka	≧2.7～3.1mm/year
中部泥層相当層	MM		20～25m	6～7ka	3.0～4.0mm/year
完新世基底礫層	HBG		ca.30m	ca.10ka	3.0mm/year
高角段丘礫層	Nobi - BG	L2	60～70m	20～30ka	2.0～3.5mm/year
最終間氷期海成層	LIG (Atsuta F.)	M1	≧80～130m	100～125ka	≧0.7～1.1mm/year

Table. 1: 四日市断層活動履歴

O-8

北勢ー多度撓曲の直上に立地する遺跡(飛鳥時代)の変形

渡辺満久（東洋大）・鈴木康弘（愛県大）

Mitsuhisa WATANABE and Yasuhiro SUZUKI : Deformed archeological site (Asuka period) on the Hokusei-Tado Flexure, central Japan

Ⅰ. はじめに

考古遺跡の変状は，最近の地震活動を示す証拠である．とくに，活断層直上ないし近傍の変形帯に築かれた遺跡が変形していることがわかれば，古地震発生のタイミングとともに，起震断層の特定も可能となる．我々は，三重県北勢町阿下喜の上惣作遺跡が，北勢ー多度撓曲の活動によって変形していることを確認したので以下に報告する．

Ⅱ. 調査地域の概要

北勢ー多度撓曲は，養老山地と鈴鹿山脈との間に位置し，WNW-ESE 方向に約 5km 以上連続して北上がりの変位が認められている．その西端は，南北走向の鈴鹿山脈東縁断層帯まで約 1km の地点まで迫っている．北勢ー多度撓曲と鈴鹿山脈東縁断層帯との間には，員弁川が東流しており，調査地域はその左岸にある（図 1）．

員弁川およびこれに北から流入する諸河川は，新旧の河成段丘面を形成している．最高位の段丘面（H 面）は，現河床より 50m 以上高い位置に分布しており，中期更新世に形成された可能性が高い．最低位の河成段丘面（L 面）群と現河床との比高は数 m 以下であり，L 面群は完新世に形成されたと推定できる．北勢ー多度撓曲の活動によって，これらの河成段丘面には北上がりの撓曲崖が形成されている．H 面の鉛直変位量は数 10m 以上，L 面群の鉛直変位量は 1～2m である．

Ⅲ. 上惣作遺跡とその変形

北勢町阿下喜，員弁川左岸の完新世段丘面には，比高約 1.7m の撓曲崖が認められる（図 1・図 2）．この撓曲崖付近には複数の遺跡が確認されており，上惣作遺跡 B 地区は撓曲崖上に立地している（三重県埋蔵文化財センター，1997）．

この調査結果によると，飛鳥時代を中心とした竪穴住居跡と掘立柱建物（土間あるいは低い床張り構造の倉庫）が検出されている．すべてが同一時代のものではなく，7 世紀前半～8 世紀始めにかけて構築された，いくつかのグループに分けられている．

これらの遺構のかなりの部分は，数%程度以上傾斜した土地に立地している．とくに明瞭なものは，7 世紀前半の竪穴住居跡（SH4）と 7 世紀中ごろの掘立柱建物（SB21）であり，ここでは地面は南へ約 8%傾斜している．このように傾斜した地面の上で寝起きしていた（SH4），あるいは直接物を置いていた（SB21）とは考えられない．7 世紀中ごろ以降に，沖積段丘面が撓曲したと考えざるをえない．

Ⅳ. 北勢ー多度撓曲の最新活動時期

阿下喜付近では，沖積段丘面に比高約 1.7m の撓曲崖が形成されている．こ段丘面の形成年代は，不明である．しかし，上に述べたように，7 世紀前半～中ごろに立地した遺構が変形していることから，北勢ー多度撓曲はそれ以降に活動したと考えられる．仮に，この活動によって遺跡が破棄されたとすれば，さらに活動時期を限定することができるが，今のところ確証はない．今後さらに，周辺の地形発達を考慮して，北勢ー多度撓曲の活動性を検討してゆく予定である．

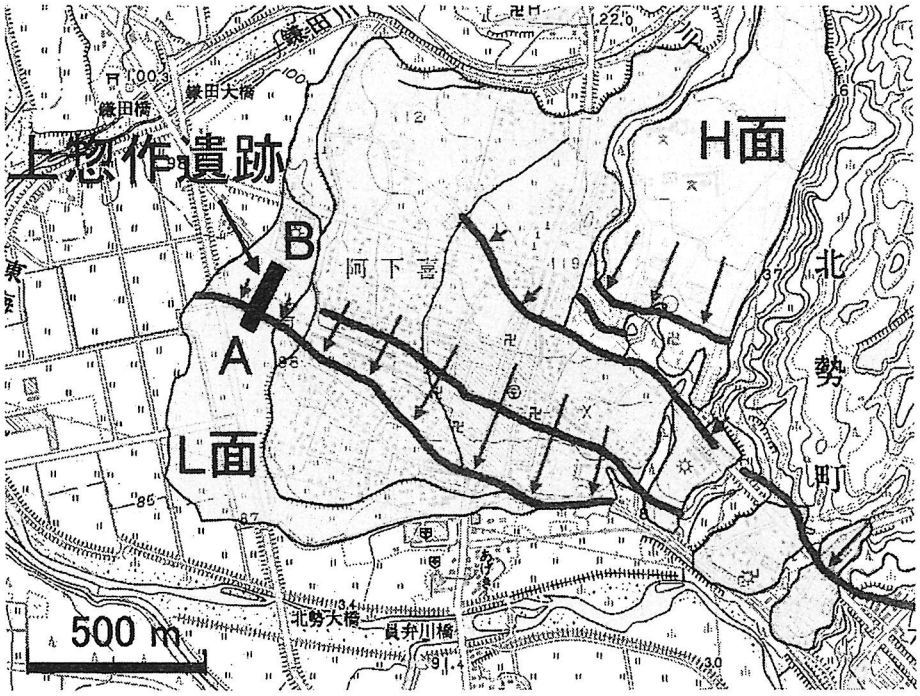


図 1　調査地点

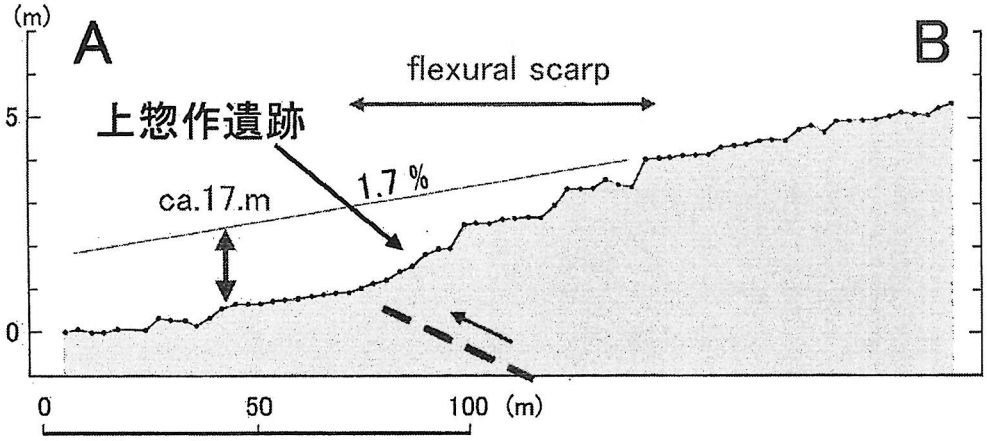


図 2　地形断面図

O-9

垂直変位に伴う破砕幅の累積性

吉村辰朗，大繁忠治，間野道子（復建調査設計株式会社）
Tatsuro YOSHIMURA, Tadaharu OSHIGE, Michiko MANO : Accumulative widening of fracture zone due to multiple vertical displacement

1．はじめに

活断層により切断された形成時代の異なる地層を対象に放射能探査を行った場合には，活断層の活動度が高く，古い地質体ほど破砕幅が広くなる傾向が認められ，破砕幅の累積性が想定される[1)]。本調査では，ほぼ水平な堆積構造を持つ更新統分布地域内の砂層の分布標高が急激に変化する区間に断層が推定されたため放射能探査を実施した。その結果，断層の垂直変位量と破砕幅の関係から破砕幅の累積性が認められたので報告する。

2．調査方法と用語の定義

計測はトータルカウント法で，吉村(1992)[1)]に準拠して，アロカ社製シンチレーションサーベイメータを用いた。測点間隔は 1～2m でγ線強度異常値出現地点では 10cm 間隔で測定し，異常値区間を詳細に求めた。この測定法で異常値区間境界点（α点）を求め，測線よりシフトさせて同様に境界点（β点）を求め，α点とβ点を結んだ方向を破砕帯の伸長方向とした。この伸長方向に直交するγ線強度異常値区間を破砕幅と定義した。

表-1　調査地周辺に分布する地層構成

地　層　名	構成地質
新香里累層 （Ma6 層上限から上位の地層）	砂礫・砂主体層
香里累層 （Ma5～Ma6）	砂・粘土互層
香里累層 （Ma5 下限から下位の地層）	砂主体層

3．分布地質

調査地には更新世に形成された大阪層群上部香里累層・新香里累層がほぼ水平（走向：NE，東に 2° 傾斜）に分布する[2)]。地層構成を表-1 に示す。

4．調査結果

調査地では，構造物基礎調査を目的としたボーリングが 21 箇所実施されており，20～35m の深度に分布する砂主体の香里累層が支持層である。

支持層はボーリングデータからも東側へ 2° 傾斜していることは明確であるが，走向方向には急激に砂層の深度分布が変化する区間が認められため，断層を推定し放射能探査を実施した。その結果，NW 方向の 8 条の断層・破砕帯を検出した。この地層の走向と直交する断層・破砕帯によって調査区間は短冊状に 8 ブロックに分けられる。図中には，それぞれのブロック間で検出したγ線異常区間を破砕幅として記載した。

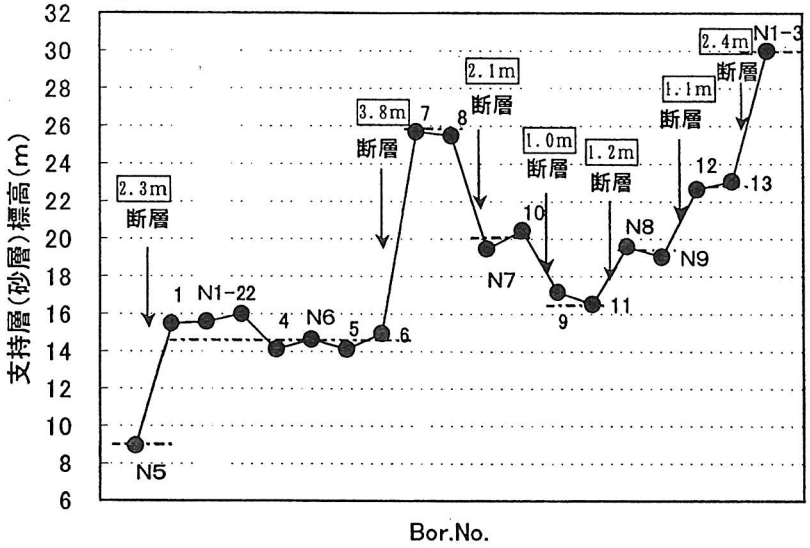


図-1　各ブロック間の垂直変位量と破砕幅

5．垂直変位量と破砕幅の対応

図-1 より，垂直変位量(ΔH)が大きいブロック間の破砕幅（FW）が広い傾向が認められた。図-2 に垂直変位量と破砕幅の関係を示す。この図より，垂直変位量(△H)と破砕幅（FW）には下記の関係式が認められる。相関係数は，0.99 と非常に高い値が得られている。

△H（垂直変位量）≒3・FW（破砕幅）

すなわち，本調査地の断層部では，垂直変位量の 3 倍の破砕幅が形成されていることが判明した。また，一般に断層の垂直変位量は，累積性を伴っているが破砕幅についてもそれと同様に累積性を持つことがわかった。

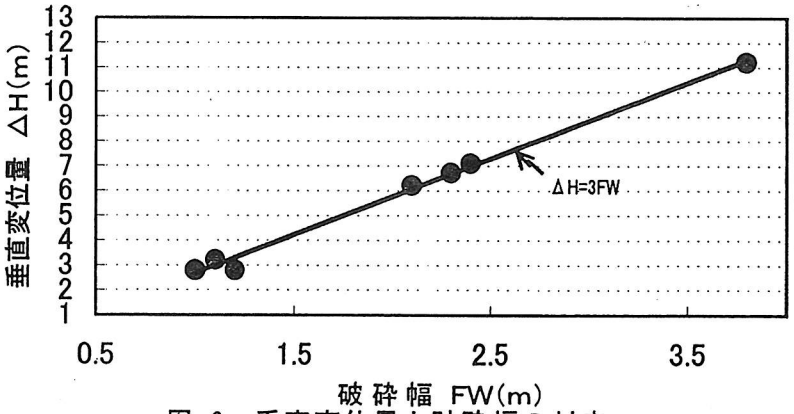


図-2　垂直変位量と破砕幅の対応

《引用文献》

1) 吉村辰朗(1992)：活断層調査のためのγ線測定方法，活断層研究，10，PP73　～83.

2) 宮地良典・田結庄良昭・寒川旭(2001)：大阪東北部地域の地質，地質調査所.

O-10

四国中央構造線活断層系の最新活動時期と六甲・有馬－高槻断層帯の連動

森野道夫（応用地質）・岡田篤正（京大）

Michio Morino, Atsumasa Okada : Latest rupture event of the Median Tectonic Line active fault system in Shikoku and successive rupture of the Rokko・Arima-Takatsuki fault zone in Awaji Island and Kinki

1．はじめに

四国の中央構造線活断層系（以下，MTL 活断層系）では，これまでに 30 地点以上のトレンチが掘削されている．トレンチ地点で認められるイベント時期から，四国全域に及ぶ断層活動の時期が議論できるようになった（森野・岡田，2002）．また，四国北西部において，川上断層の最新活動時期と歴史地震との対応が検討された（堤・岡田，2000；中西，2002）．これらの検討結果から，四国 MTL 活断層系と六甲・有馬－高槻断層帯の連動が推測される．

2．四国 MTL 活断層系の活動履歴

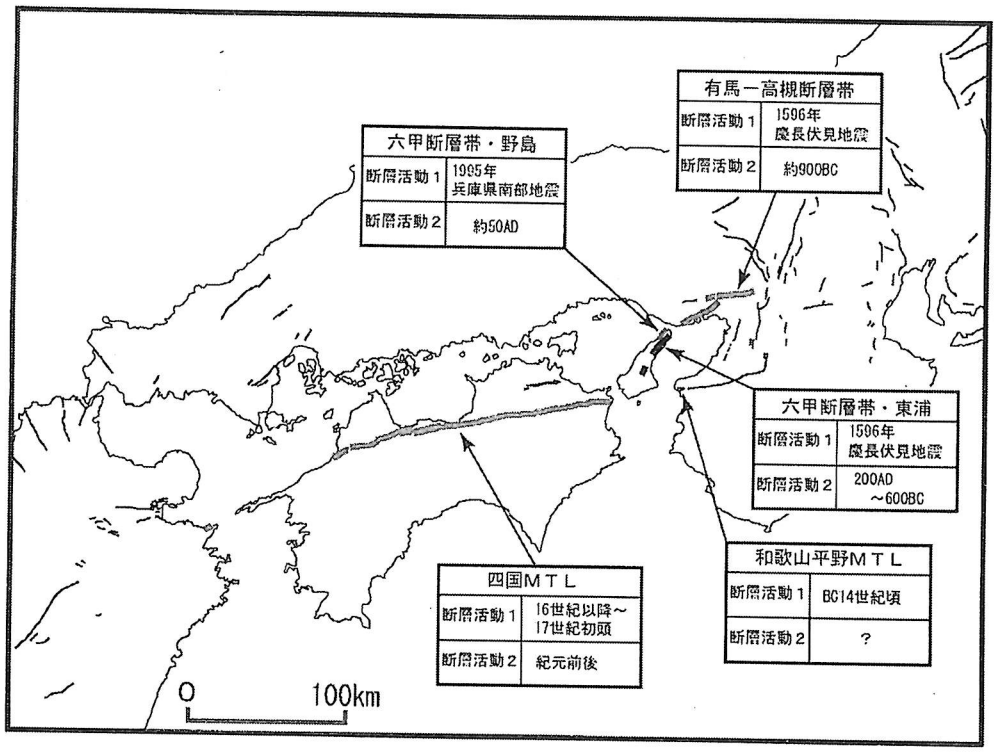
トレンチ調査結果によると，四国 MTL 活断層系を構成する主要な断層の多くは，中世以降に活動したと推定される（Tsutsumi and Okada, 1996；岡田・堤，1997；堤・岡田ほか，2000；愛媛県，2000；後藤・中田ほか，2001；森野・岡田ほか，2002 など）．森野・岡田（2002）は，トレンチ調査結果を再検討し，1)四国 MTL 活断層系はその全域がほぼ同じ時期に活動しており，その最新活動時期は 16 世紀～17 世紀初頭，2) 1 つ前の断層活動は紀元前後，3)四国と和歌山平野 MTL 活断層系は活動履歴が明瞭に異なり，別個のセグメントを形成していると推定した．

3．四国 MTL 活断層系と六甲・有馬－高槻構造線の連動

第 1 表にトレンチ調査による六甲・有馬－高槻断層帯と MTL 活断層系の活動履歴を示す．寒川・杉山（1996）は，有馬－高槻断層帯の最新活動時期は安土桃山時代～江戸時代初頭であり，1596 年慶長伏見地震に対応するとした．淡路島東部の東浦断層も 1596 年慶長伏見地震で活動したと推定されている（粟田・角井，1996；粟田・寒川ほか，1997）．

岡田（1992）は，16 世紀～17 世紀初頭に西日本に発生した大地震は 1596 年慶長伏見地震だけであるので，四国東部の MTL 活断層系は 1596 年慶長伏見地震で活動したと考えた．宇佐美（1996）によると，1596 年 9 月 1 日ないし 4 日に慶長豊後地震，9 月 5 日に慶長伏見地震が発生している．堤・岡田ほか（2000）は，川上断層の最新活動時期を飛鳥時代～江戸時代とし，1596 年 9 月 1 日の周布郡北条村，広江村（現東予市），伊予郡保免（現松山市）の地震被害は川上断層の活動によるものであり，9 月 4 日の豊後地震とは別の地震と考えた．中西（2002）は被害記録を見直し，これを支持している．これらの被害記録が正しいとすると，9 月 1 日に最初に川上断層が活動し，次いで 9 月 4 日に別府湾の MTL 活断層系が活動して，豊後地震を引き起こした．さらに，9 月 5 日に六甲・有馬－高槻断層帯が活動し，伏見地震を引き起こしたと考えられる．四国中央部～東部にかけ

ての地域では，地震による被害記録はないが，トレンチ調査結果から推測すると，9月1日から4日にかけて，四国全域の MTL 活断層系が活動した可能性が大きい．1つ前の断層活動は，四国 MTL 活断層系と六甲断層帯が連動し，有馬－高槻断層帯は活動しなかった可能性がある．このように，四国 MTL 活断層系は紀伊半島西部の MTL 活断層系ではなく，六甲あるいは有馬－高槻断層帯と連動していると推測される．



第1図　トレンチ調査によるMTL活断層系と六甲・有馬－高槻断層帯の活動履歴

第1表　六甲・有馬－高槻断層帯とＭＴＬ活断層系の活動履歴
粟田ほか（1997）に加筆

断層系	①野島	②東浦	③六甲	④有馬－高槻	⑤四国MTL	⑥和歌山平野MTL
長さ	20km	25km	30km	30km以上	200km以上	30km以上
単位変位量	1.6m	1.4m	?	3m以上	6～7m	?
再来間隔	2～2.5千年	1.4～2.2千年	?	2.5千年	1.1～1.7千年	?
断層活動1	1995AD 兵庫県南部地震	1596AD 慶長伏見地震	?	1596AD 慶長伏見地震	1596AD？	1400BC？
断層活動2	約50AD	約200AD ～約600BC	?	約900BC	紀元前後	?
断層活動3	約1900BC ～約3000BC	?	?	?	?	?

O-11

愛媛県加茂川の非対称蛇行に見られる傾斜運動
－ 四国山地中央部北斜面の形成に関する研究（１） －

岡　義記　　放送大学(徳島)

Yoshiki OKA : Inclining movement observed in unsymmetrical meander of the Kamo river, Ehime － A study on the formarion of the escarpment on the northern side of the middle part of the Shikoku mountain. －

急斜面帯と加茂川の関係

四国山地中央部の北斜面には中央構造線（和泉層群／結晶片岩）にそって顕著な急傾斜帯(800-1800m)がみられる。「石鎚断層崖」とも呼ばれてきた。この急傾斜帯と開析する谷は、急斜面帯背後の脊梁部から流れてくる谷と急傾斜帯内に起源をもつ小谷とに分けられる。 前者の谷の中で、加茂川は最大の流域面積を持ち、その流路は急斜面帯上部で深い谷を形成し、下部で急傾斜帯の走向と鋭角で交わり、ほぼ中央構造線に沿って流れ、西条平野にでる。このことから、加茂川は急傾斜帯の形成の以前から存在していた先行谷であると考えられる。

事実の記載

加茂川本流はこの中流域に入ると、大きく蛇行をし、顕著な河成段丘・蛇行河跡を残す。加茂川流域の段丘面は、高位面（保国寺面)、中位面（伊曽乃面、中寺面等)、低位面（宵の原面等）に分けられるが、蛇行域によって段丘面は更に細分され、流域通して一律ではない。蛇行河跡地形を顕著に残しているのは、中位面以降で、次のような特徴が見られる。

① 中流部は蛇行しながらもほぼ中央構造線に沿って流れる非対称な蛇行をしている。南側（急傾斜帯の上位側）は、穿入蛇行の深い谷が見られ曲率は小さいが、北側は曲率の大きい生育蛇行地形を呈している。

② 北側の生育蛇行は中央構造線付近から北側に発達している。これに対して南向きの蛇行は位置が固定している。

③ 北側には、堆積段丘がみられるが、南側の穿入蛇行の同じ高さには段丘地形は認められない。

以上の事実から、加茂川流域付近の急斜面帯には、その斜面の傾斜を大きくする増傾斜運動があると考えた。この傾斜運動によって、北側では生育蛇行が大きく発達史し蛇行して堆積段丘がよく発達したと思われる。

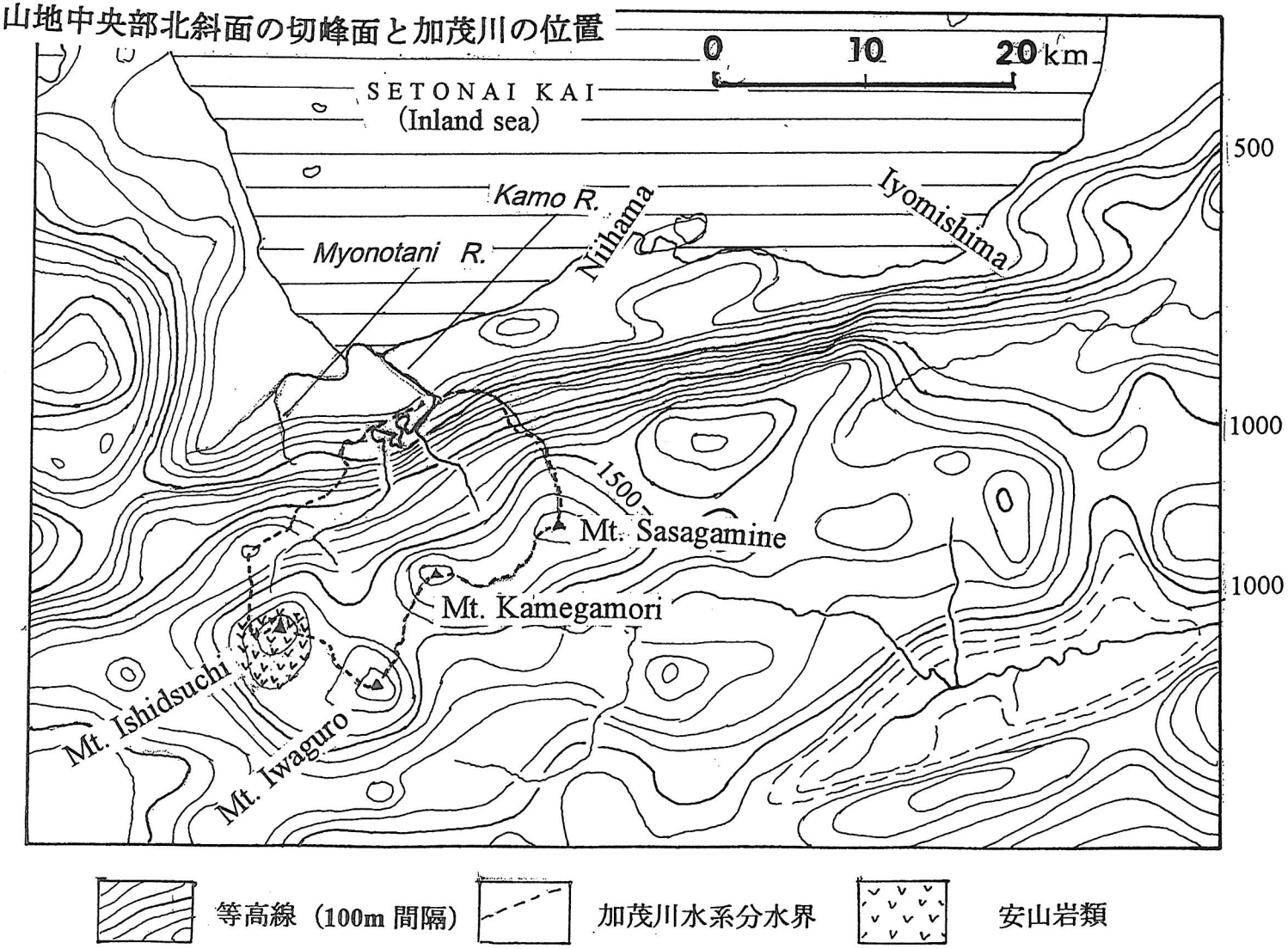
この傾斜運動を確認するために西方の妙之谷川の段丘地形を調査した。その結果、妙の谷川沿いの中位段丘面にも北傾斜が認められ、低位の段丘は上流に行くほど新しく下位から発生し、北傾斜運動を確認することができた。

結語と問題点

① 急斜面帯西部の下位部には北向きの傾斜運動が存在する。

② このことから、四国山地北側の急斜面は、単なる断層崖ではなく、大規模な曲隆あるいは逆断層崖である可能性が予想される。

四国山地中央部北斜面の切峰面と加茂川の位置



O-12

越後平野東部山地における段丘形成過程の違いとその意義
－荒川，胎内川，加治川と新潟県中南部の河川の比較－

藤平　秀一郎（新潟大学大学院自然科学研究科）

Shuichiroh FUJIHIRA: Difference of development process of fluvial terraces at the mountains that locates the east side of Echigo Plain, and meaning of the difference.

1，はじめに

最近，新潟県中南部において，後期更新世～完新世のテフラ層序に基づく河成段丘の編年や対比が精力的に実施されている．これに対し，新潟県北部の各河川の河成段丘は，山中・八木（1987）により区分されていたが，当地域におけるテフラ層序が未確立のため，段丘の形成年代や対比の詳細については不明であった．藤平（2002）は，新潟県北部地域の風成ローム層中に AT（姶良丹沢テフラ），As-k（浅間草津テフラ）（町田・新井，1992）を確認した．本研究では，これを用いて荒川，胎内川および加治川の河成段丘を区分した．また，遺跡の立地から，ローム層が堆積していない低位の段丘面の形成年代を推定した．その結果，荒川，胎内川および加治川における河成段丘の形成過程が明らかになった．さらに，越後平野東部山地の南北において，最終氷期以降の段丘形成過程が全く異なることが明らかになった．

2，荒川，胎内川および加治川流域の最終氷期以降の段丘面区分

＜荒川＞高位から，蔵田島面（仮称），金俣面，上野面，小見面，橋場面の 5 面が分布する．
＜胎内川＞高位から，黒川Ⅰ面，黒川Ⅱ面，黒川Ⅲ面，黒川Ⅳ面（仮称）の 4 面が分布する．
＜加治川＞高位から，中々山面（仮称），滝谷面群（仮称）（滝谷Ⅰ面～Ⅲ面），上赤谷面（仮称）の 5 面が分布する．河成段丘面の名称は山中・八木（1987）を踏襲し，区分に合致しない段丘面については仮称を与えた．

3，荒川，胎内川および加治川における最終氷期以降の河成段丘の形成過程とその共通点

上記の河成段丘のうち，上野面，黒川Ⅰ面，中々山面は，最終氷期前半から各河川の流域を埋積した礫層の堆積面である．また，これらより低位の段丘面はすべて侵食段丘である．

本研究で堆積段丘である上野面，黒川Ⅰ面および中々山面は，AT 降灰（約 25000 年前）直前に形成され，侵食段丘である小見面，黒川Ⅱ面および滝谷面群は，As-K 降灰（約 13000 年前）以降に形成されたことが明らかになった．遺跡の立地から小見面，黒川Ⅱ面および滝谷面群の形成は，縄文時代早期頃（約 9000～約 6500 年前）と推測される．

荒川，胎内川および加治川における埋積の終了の時期は AT 降灰直前（約 25,000 年前）であった．そして，AT 降灰～As-K 降灰以降の間は，下刻作用が強く段丘が形成されない時期であった．そして，縄文時代早期頃には側方浸食が開始して浸食段丘が形成され始めたと考えられる．荒川，胎内川および加治川における最終氷期以降の段丘形成過程はほぼ同一であったといえる．

4，越後平野東部山地における段丘形成過程の比較とその問題点

越後平野東部山地の北部を流れる荒川，胎内川および加治川と，中南部を流れる五十嵐川，刈谷田川および破間川の段丘形成過程（Choi et al，2000；2002）は次の 2 点が大きく異なる．まず，最終氷期に堆積段丘が形成されたか否かという点である．五十嵐川，刈谷田川および破間川では，DKP 降灰（約 50000 年前）以降に堆積段丘は形成されていない．もう 1 点は，最終氷期

寒冷期から晩氷期の海面降下期・上昇期に侵食段丘が形成されたか否かという点である．五十嵐川および刈谷田川ではＡｓ-Ｋ降灰直前に離水した段丘が存在する．このように，越後平野東部山地という近接した地域内で，段丘形成過程が全く異なっている．近接した地域における河成段丘の形成過程の違いは，気候変化にともなう海水準変動では説明できない．段丘の形成過程に違いが生じた原因は，上流山地の隆起量の差，流域の隆起量や速度の差などの構造的な要因が考えられる．今後は，越後平野東部山地における段丘形成過程の違いを，気候変化，構造的要因の２つから総合的に解明していきたい．

文献

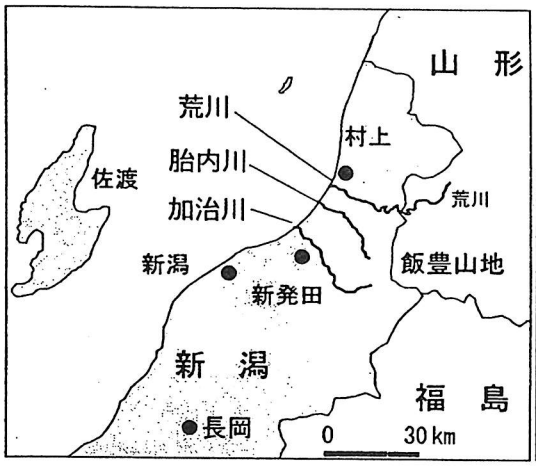
Choi, T. J., Takahama, N. and Urabe, A. (2000) Tephrocronology of late Quaternary strath terraces and their implications to neotectonic movements in the Shitada and Tochio regions of the Niigata Basin , central Japan. *The Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu)*, 39, 521－533.

Choi, T. J., Takahama, N. and Urabe, A. (2002) Tephrocronology of Late Pleistcene to Holocene Strath Terraces along the Aburuma River of the Niigata Basin, Central Japan. *The Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu)*, 41, 45-51.

藤平秀一郎（2002）新潟県北部，胎内川流域における活構造運動－河成段丘面からの考察－．日本第四紀学会講演要旨集，32，42－43.

山中英二・八木浩司（1987）飯豊・朝日山地周辺の河岸段丘の形成－とくに低位段丘について－．東北地理，39，281－301.

町田洋・新井房夫，（1992）「火山灰アトラス」．東京大学出版会，275ｐ．



地質時代		指標テフラと年代	胎内川の段丘面	荒川の段丘面	加治川の段丘面
第四紀	完新世		氾濫原面 黒川Ⅳ面 黒川Ⅲ面 黒川Ⅱ面	氾濫原面 橋場面 小見面	氾濫原面 上赤谷面 滝谷Ⅲ面 滝谷Ⅱ面 滝谷Ⅰ面
		As-K (13ka)			
	更新世	AT (25ka)			
			黒川Ⅰ面	上野面 金俣面 蔵田島面	中々山面

荒川，胎内川，加治川流域の最終氷期以降の段丘面区分

O-13

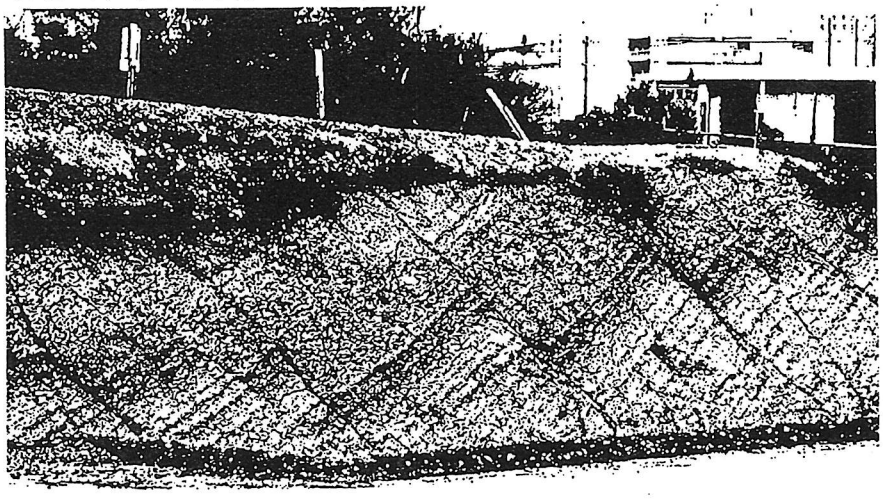
琉球弧地背斜部沖縄島で認識された多数の地すべり地形と島嶼破壊過程との関わり

木庭元晴（関西大学文学部）

Motoharu KOBA: Multitudes of landslides recognized on a hump (Okinawa-jima Island) of the geanticline of Ryukyu island arc, and their role to the destruction of islands.

はじめに　ここ10年来，琉球海域の深さ1000mにも達するようなところから琉球石灰岩が採取され，更に潜水艇で直接観察されてもいる。この事実から，琉球石灰岩堆積後の1000m規模の沈降が考えられた（木村政昭（2002）『琉球弧の成立と生物の渡来』沖縄タイムス社　p.19-54など）。この解釈に疑問を持つ立場から報告する。併せて，琉球弧の島嶼破壊過程を例示したい。

第三紀層の地すべり　奄美大島や沖縄島など琉球列島主軸部の周辺海域には脆弱な第三紀層（島尻層群）が分布しており，琉球石灰岩は，この第三紀層とともに地すべりによって水平または垂直方向に滑落したのではないかと報告者は考える。島尻層群上には更新世の琉球石灰岩が堆積した。その後の地殻変動で，細かく破断され，地背斜の翼部は重力断層または地すべりで地背斜軸から側方そして下方に離れていった。琉球列島は台風常習地であり，脆弱なものはすでに流れ去り，現在，地背斜部に残って海面から卓状にそびえる沖縄南部，宮古島，喜界島などでは，石灰岩がキャップロックとなり，地すべり被害はほとんど見られない。



左に示す写真は沖縄南部丘陵頂部に見られる階段断層群である。この第三紀層は琉球列島主軸部を中心に太平洋側にも東（シナ）海側にも数度～数十度傾斜して分布しており，流れ盤の形をとる。

変成岩類の地すべり　一例を次のページに示す。この図は沖縄島中部の金武湾～名護湾付近の地すべり分布図である。過去このような認識がなされたことは知らない。認定基準など詳細は省くが島が，胴切り断層も含めて，引張場で崩壊してゆく様子を認識することが可能と考えられる。ここで示した地域の多くは地すべりが生じ易い変成岩からなり，山地と段丘域の境界や高位段丘～中位段丘で変位しているが，弧状の海岸線もこの種の地すべりに関連したものと思われる。

この図で櫛形は活断層，円弧は地すべりを示す。太平洋側にも，東（シナ）海側にもすべっていることがわかる。

O-14

完新世における海水準変動とベトナム北部，ソンホン（紅河）デルタの地形発達

田辺　晋（産総研・地球科学）・斎藤文紀（産総研・海洋資源環境）・堀　和明（学術）・
春山成子（東京大学）

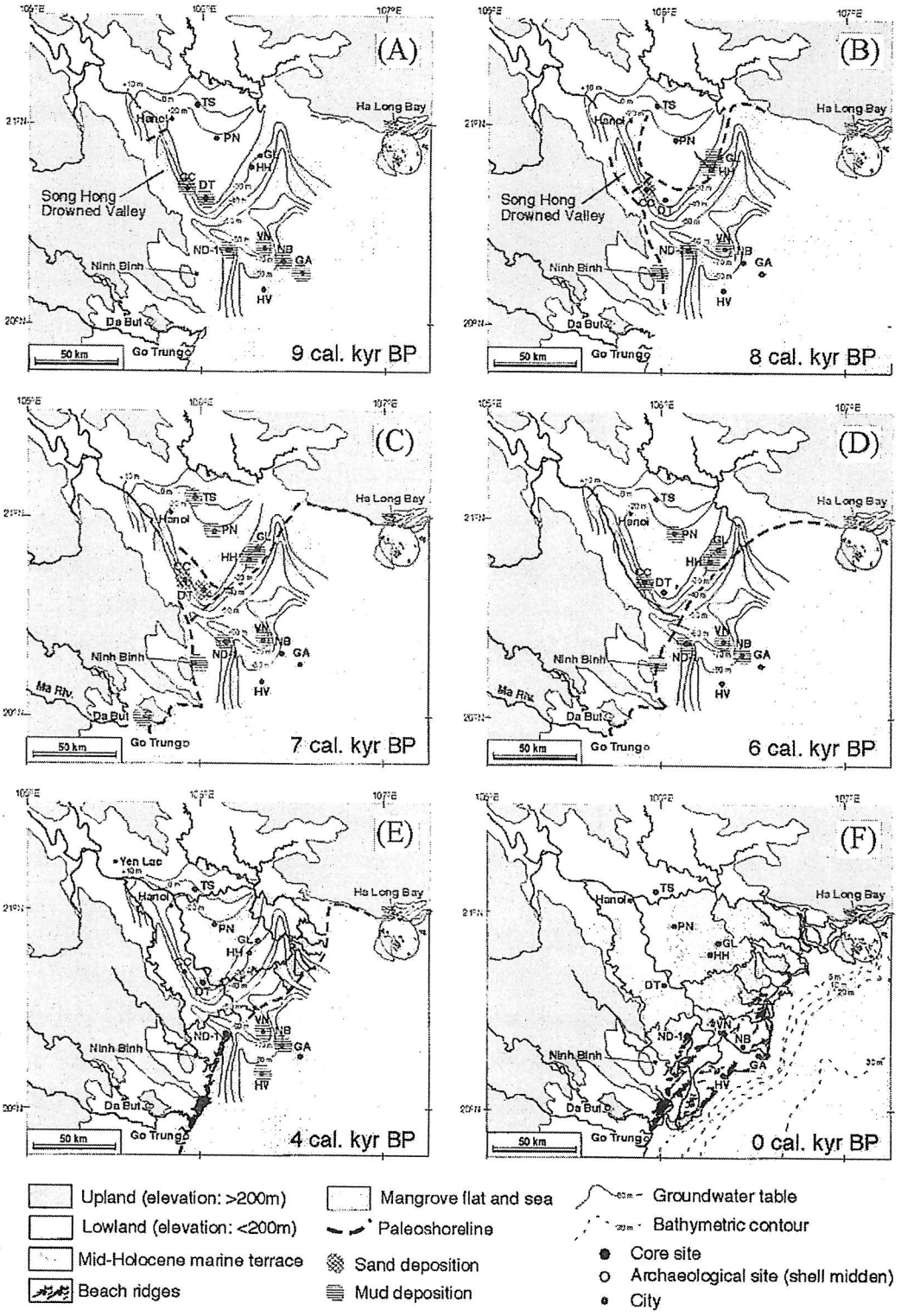
Susumu TANABE, Yoshiki SAITO, Kazuaki HORI, Shigeko HARUYAMA: Song Hong (Red River) delta evolution related to Holocene sea-level changes

世界の大河川デルタは，完新世初期の海水準上昇速度の低下に起因して発生したことが知られている．東・東南アジアの河口域では，チベット高原に源流を持つ土砂供給量の大きな河川が分布していることもあって，完新世中期以降の海水準の安定からやや低下した時期に，世界有数の巨大デルタが形成されている．近年ボーリング試料を用いた高時間分解能の解析によって，これらのデルタの形成や発達と，海水準変動との関係，土砂供給量の変化の影響などが明らかになりつつある．ここでは，ベトナム北部のソンホン（紅河）デルタを題材に，完新世における海水準変動と対応したデルタの変遷について地形と堆積相を中心に報告する．

南シナ海のバックボー（トンキン）湾西岸に位置するソンホンデルタは，東南アジアにおいて，メコン，エーヤワディー，チャオプラヤデルタに次ぐ面積を持つ（10,300km^2）．デルタ縁辺部の石灰岩地帯には完新世中期の海成ノッチ，そしてデルタ平野には完新世段丘と考古遺跡が分布する．当デルタでは，ボーリングコア試料の堆積相と放射性炭素年代値，そして上記表層地質・地形データを統合することで，完新世における海水準変動と対応した詳細な地形発達過程の復元が可能である．

ソンホンデルタでは，1999-2001年に産業技術総合研究所，東京大学，ベトナム地質鉱物局，ベトナム農業科学研究所，ハノイ国家大学，そして東南アジア先史センターの共同研究として合計7本，総延長321mのオールコアボーリングが実施された．全てのコア試料は，軟X線写真，砂泥含有量などに基づく詳細な岩相の記載と，貝化石の鑑定（佐藤喜男・北村晃寿両氏による）が行われた．これまで測定された放射性炭素年代値は合計101点である．

7本のボーリングコア試料の解析結果と既存コア資料，表層地質・地形データを総合した結果，完新世における海水準変動と対応したデルタの地形発達を次のように復元することができた（右図参照）．最終氷期に形成されたソンホン開析谷(Song Hong Incised Valley)は海水準の上昇期に急速に埋積され，9-6 cal. kyr BPに，残されていた溺れ谷も潮汐の影響した河川充填堆積物によって急速に埋積された．沖合に前進する砂体の発生は，他のデルタと同様に，南シナ海において確認できる完新世初期の海水準上昇速度の低下に起因していた可能性がある．6-4 cal. kyr BPに，海水準は現海面よりも高い+2-3mで安定しており，デルタ平野にはマングローブ湿地が広く分布していた．約4 cal. kyr BPに，急速な海水準の低下に伴って，デルタ平野面が離水し，完新世段丘が形成された．また4 cal. kyr BP以降，海岸部には浜堤列が発達し，平野は近年にかけて急速に前進した．海岸線の前進は，デルタ平野海岸部のホン河河口付近において顕著であった．



過去9000年間のソンホンデルタの古地理(Tanabe et al., in press, *Quaternary Science Reviews*より編集). 図中のgroundwater tableは, 最終氷期に形成されたおおよその開析谷地形をしめす.

O-15

由布火山北麓に分布する腐植質土壌層の ^{14}C クロノロジー

奥野　充（福岡大）・藤沢康弘（応用地質）
中村俊夫（名古屋大）・小林哲夫（鹿児島大）
Mitsuru OKUNO, Yasuhiro FUJISAWA, Toshio NAKAMURA and Tetsuo KOBAYASHI:
^{14}C chronology of humic soil on the northern foot of Yufu volcano, SW Japan

1．はじめに

由布火山は，九州北東部に位置する成層火山である．この火山の噴火活動は，九重第１軽石（Kj-P1：町田，1980）以前まで遡る（小林，1984）．最新の噴火は，池代溶岩と山頂溶岩の流出であり，山麓には block-and ash-flow 型火砕流と降下火山灰が分布している（小林，1984；星住・他，1988；草薙・宇井，1995；藤沢・他，2001）．この火山の周辺では，厚さ約 1 m の腐植質土壌層（腐植土）が発達している．この腐植土には，上記の最新テフラのほかに，九重火山から噴出した段原スコリア（Kj-DS：Kamata and Kobayashi, 1997）と鬼界アカホヤテフラ（K-Ah：町田・新井，1978）が挟在している．本講演では，AMS 法により測定した腐植土の ^{14}C 年代を，テフラとの層位関係を用いて年代学的に議論する．

2．測定試料および方法

由布岳北麓の地点１（塚原）から炭化木片２点と腐植土５点を採取した．この地点の地質層序と ^{14}C 年代を図１に示す．地表から腐植土 15 cm，由布北麓火砕流（Yf-N pfl）46 cm，腐植土 19 cm，Kj-DS を挟んで腐植土 15 cm，K-Ah 12 cm，腐植土 43 cm となる．Kj-DS の層準は，直径 5 mm のスコリアが点在する．測定試料は AAA 処理した後，Kitagawa *et al.*（1993）の水素還元法によりグラファイト・ターゲットを作製し，名古屋大学の加速器質量分析計（GIC 製：Nakamura *et al.*，1985）を用いて ^{14}C 年代を測定した．気体用質量分析計（Finnigan MAT-252）により試料の CO_2 を測定し，同位体分別効果を補正した．^{14}C 年代（BP）は，Stuiver *et al.*（1998）のデータセットを使用し，較正暦年（cal BP）を求めた．

3．結果および考察

７点の ^{14}C 年代は，層序とほぼ調和的である（図１）．K-Ah の較正暦年は，直下と直上で約 7.3 cal ka BP と 5.7 cal ka BP である．この 1.6 ky の時間間隙は，前者が K-Ah の堆積，後者が腐植土の累積という閉鎖系成立の違いを示していると考えられる．Kj-DS は，九重火山南東麓において直下で 4300±270 BP，直上で 3570±110 BP の ^{14}C

年代が得られており（Kamata and Kobayashi, 1997），今回の ^{14}C 年代は直上のものに近い．このことは，Kj-DS のスコリアが散在的に降下しても閉鎖系が成立しなかったことを強く示唆する．Yf-N pfl から採取した２点の炭化木片の ^{14}C 年代はよく一致するが，直下の腐植土の ^{14}C 年代はそれよりやや古い．これは，腐植土の堆積速度が遅いため，腐植の付加・更新が不十分であった可能性がある．図２に深度－較正暦年関係図を示す．３枚のテフラが示す較正暦年と地表から，6.8 cm/ky の堆積速度が得られる．これにもとづくと，この地点での腐植土の下限は 13.5 cal ka BP と見積もられ，^{14}C 年代が示す 11.6 cal ka BP と 1.9 ky の差がある．これは，腐植土の形成開始と閉鎖系の成立の時間差を示しているものと解釈できる．

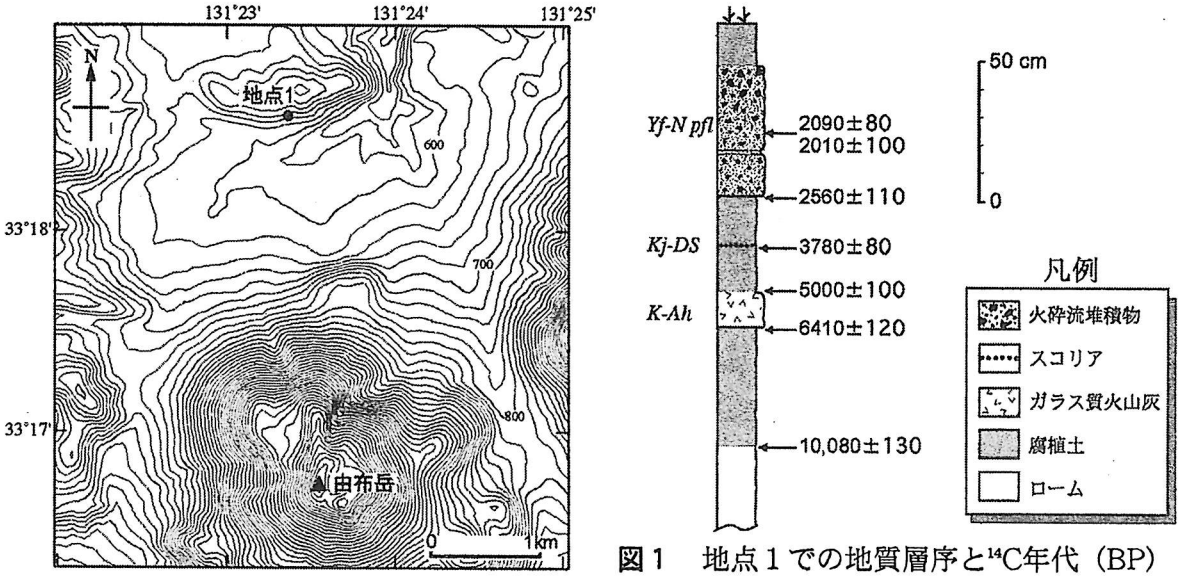


図１　地点１での地質層序と^{14}C年代（BP）

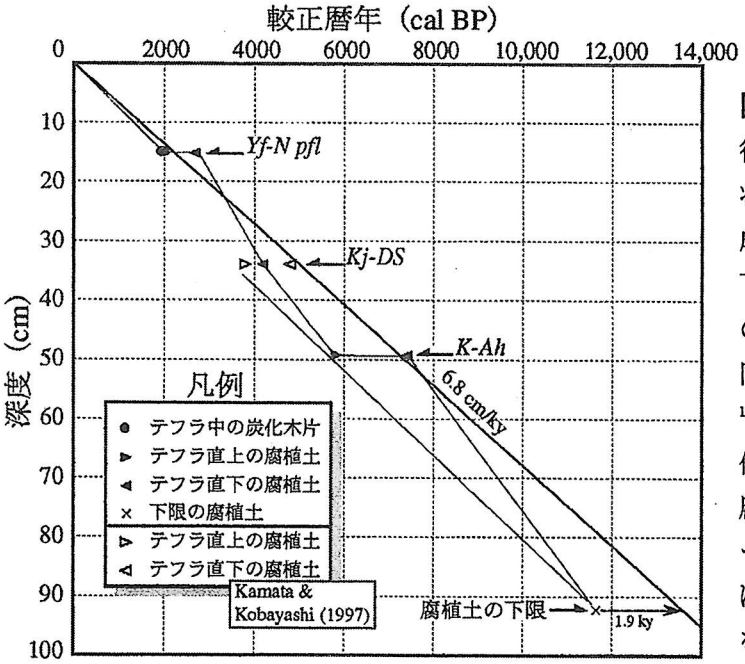


図２　深度－較正暦年関係図
得られた^{14}C年代を単純に繋ぐと階段状になる．これは，２種類の閉鎖系の成立が混在するためである．腐植土の下限の^{14}C年代は，テフラ直上と同様のものであり，これらを結んでもほぼ同じ堆積速度が得られる．ただし，^{14}C年代は，実際の形成年代より若い値を示すと考えられる．この地点での腐植土の形成は，13.5 cal ka BP に始まったと推定される．正確な見積もりには，堆積速度の変化や圧密の効果などを補正する必要がある．

O-16

長江の開析谷充填堆積物から得られた軟体動物化石と有機炭素の放射性炭素年代値の差異

堀　和明（学振・産総研）・斎藤文紀（産総研）

Kazuaki HORI and Yoshiki SAITO: Differences in radiocarbon ages between mollusk shells and total organic carbon: example from the Changjiang incised-valley fill sediments.

AMS を用いた放射性炭素年代測定の普及にともない，湖沼や沿岸，外洋から得られた堆積物コアに多数の年代値が入れられるようになった．この際，どのような試料を用いるかが「堆積年代」を正確に決めるために重要となる．たとえば堆積物中の有機炭素の年代が「堆積年代」を示さないこと（中村ほか，1986）や有機分子レベルにおいても ^{14}C 年代に差が出ること（松本ほか，2002）が知られている．また，池原（2000）や Colman et al.（2002）は有機炭素の年代が貝殻片や浮遊性有孔虫の年代よりも系統的に古いことを報告している．本研究では，過去約 11000 年間に堆積環境が大きく変化してきた長江河口域を例に，軟体動物化石と有機炭素の年代値の差異を検討する．

長江の陸上デルタ上で採取された CM97 コアを試料として用いた．この地点では堆積環境が河川，エスチュアリー，デルタへと変化してきたことがわかっている（Hori et al., 2002）. AMS による年代測定はアメリカ合衆国の Beta Analytic 社を通じて，貝殻片，カタツムリ（最下部の一点のみ），有機炭素についておこなった．年代値は $\delta^{13}C$ の値を補正した Conventional age で示した．

深度・年代図（図 1）から次のことがわかる．①貝殻片と有機炭素の年代値は系統的にずれており，ほぼすべての層準で有機炭素のほうが古い値をとる．この付近での海洋リザーバー効果を約 400 年と仮定すると，この差はさらに広がる．②平均堆積速度は両者ともに大きく変化し，深度約 25-58m のエスチュアリーで大きく，深度約 18-25m のプロデルタで小さい．③エスチュアリー相における年代値のずれは，エスチュアリー相最上位～プロデルタ相でのそれに比べて小さい．

CM97 コアでみられた年代値の系統的なずれは，前述したこれまでの研究例とも調和的であり，年代測定に貝殻片を用いるほうが望ましいことを示している．年代測定の際に得られた有機炭素の $\delta^{13}C$ 値は-23～-31‰となっており，堆積物への陸起源の古い炭素，とくに陸上高等植物の混入（Uchida et al., 2000）が考えられる．また，堆積環境の違いによって年代値のずれ幅が異なることは，堆積環境の変化に伴い，堆積物中に保存される有機物の性質や量も変化してきたことを示唆する．

今回研究対象とした堆積物はいわゆる「沖積層」に相当する．沖積層を構成する海成粘土層より下位（約 8-9000 年前以前）では貝殻片が含まれにくいため，有機物含有量の多い試料を年代測定に供することが多い．この場合，得られた年代値やそれに基づいた古環境復元の解釈には十分な注意が必要とされる．

引用文献

Colman, S.M. et al.，2002．Quat. Res.，57，58-70.

Hori, K. et al.，2002．J. Sediment Res.，72，884-897.

池原　研，2000．地質調査所月報，51，299-307.

松本公平ほか，2002．地球化学，36，149-159.

中村俊夫ほか，1986．堆積学研究会報，25，1-14.

Uchida, M et al.，2000．Nucl. Instr. Meth. B，172，583-588.

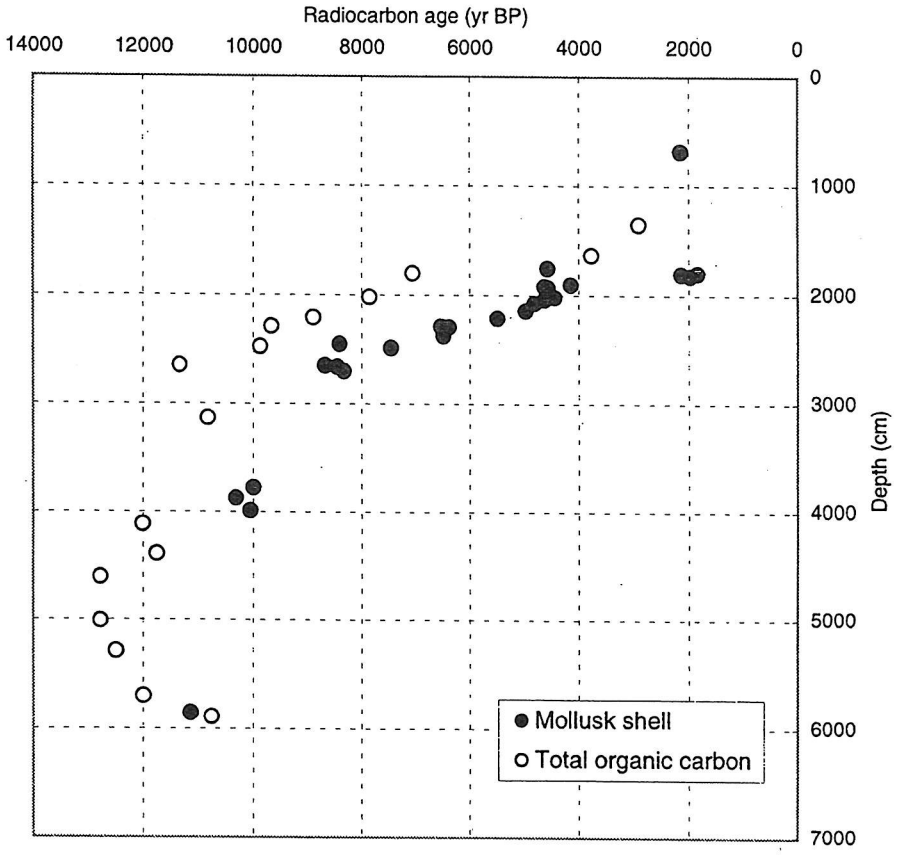


図 1　CM97 コアにおける軟体動物化石と有機炭素の放射性炭素年代値と深度の関係

O-17

標準曲線を用いる簡易な貝化石のESR年代測定法

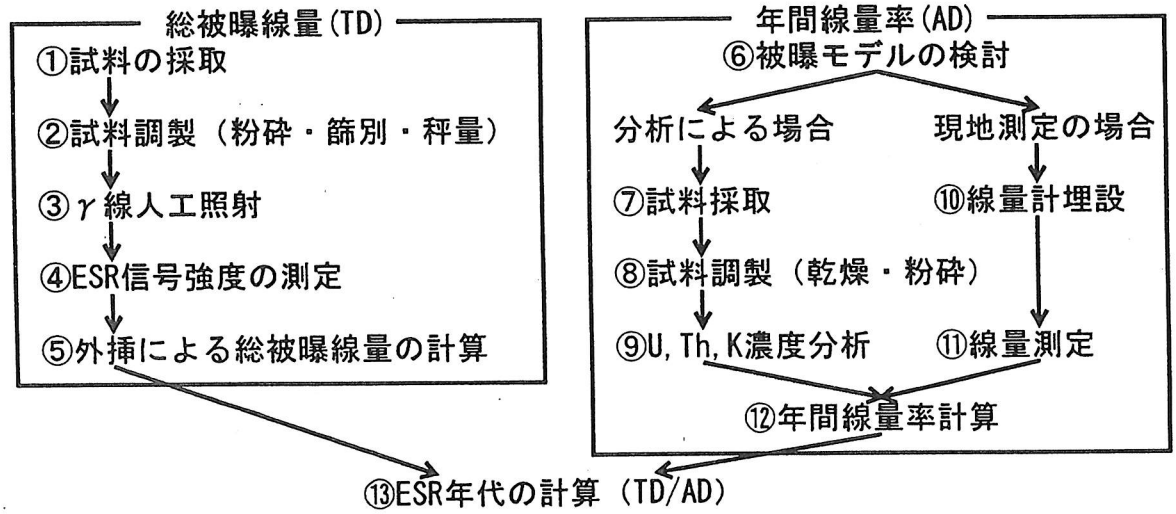
中里裕臣（独立行政法人農業工学研究所）

Hiroomi NAKAZATO: Simplified ESR dating method of fossil shells using standard curve

1．はじめに

ESR 年代測定法は自然放射線により試料中の不対電子が増大する現象を利用して、試料の生成もしくは不対電子が０リセットされてからの年代を求める手法の１つである。不対電子量の測定に電子スピン共鳴（Electron Spin Resonance）を用いることで、測定の前後で不対電子量が変化しないため、同じ試料を繰り返し測定できる特徴を持つ。

ESR 年代測定法では、単位時間当たりの自然放射線量は過去一定であったという仮定の下に、試料の蓄積した総被曝線量を年間被曝線量で除することにより年代値を得る。年代測定の一般的な流れは以下の通りである。



ここで、総被曝線量を求める際には③のγ線人工照射を段階的に行い、照射量に伴う ESR 信号強度のグローカーブを飽和曲線に回帰させ、外挿により未照射時の総被曝線量を求める。この過程では多くの種類を用意して同時に複数線量のγ線照射を行うか、同一試料に対して繰り返し照射を行うが、試料調製やγ線照射に多くの時間と手続きが必要であった。

本研究では複数の年代のタマキガイ属の貝化石について ESR 年代測定を行った結果（Nakazato et al. 1993）、未照射時の信号強度と総被曝線量に飽和曲線で近似できる関係を見いだした。この関係を用いて、未照射時の信号強度からγ線照射を経ずに直接総被曝線量を求める簡易な ESR 年代測定法について報告する。

2．標準曲線を用いる簡易なESR年代測定法

図１は房総半島中北部に分布する下総層群の各所から得られたタマキガイ属（エゾタマキガイ、タマキガイ、ビロードタマキガイ）の 100mg 当たりの未照射時信号強度と通常の処理により得られた総被曝線量の関係を示したものである。図には現生のベンケイガイ試料 100mg にγ線人工照射をした場合のグローカーブを併記した。この図から、タマキガイ属貝化石では下総層群の年代範囲（約 10 ～ 40 万年）では自然放射能による不対電子生成効率が年代や場所によらず一定であり、かつ生

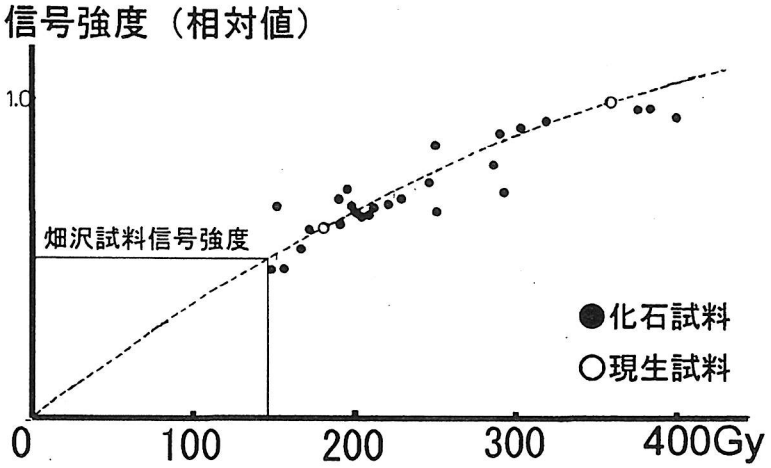


図１　タマキガイ属貝化石の未照射時信号強度と総被曝線量の関係

成した信号の保存が良好であり、未照射試料の信号強度から総被曝線量が推定可能であることが示される。

ESR 測定装置により得られる信号強度は相対強度であり、機種や測定条件及び試料の量により変化する。本研究では試料重量を 100mg で規格化し、異なる測定器を用いる場合は基準となる試料を用意し、機種間の較正を行うことでこの問題に対応している。同一の基準試料を繰り返し測定できる点が ESR 法の利点である。

３．年代既知試料による手法の検証

千葉県木更津市畑沢の下総層群上泉層（岡崎ほか、2000）のエゾタマキガイについて手法の適用を行った。貝化石の試料調製及び年間線量率計算は Nakazato et al.(1993) に従った。図２の標準曲線は日本電子製 X バンド電子スピン共鳴装置(JES-FE1XG：現産総研所有)により求められたが、畑沢試料は日本電子製 X バンド電子スピン共鳴装置(JES-TE200：農工研所有)により測定したため、基準試料による較正により未照射時信号強度を求めた。その結果、総被曝線量は 140 ～ 150Gy と得られた。堆積物の放射性元素濃度(U:0.49ppm、Th:1.50ppm、K:1.20%)、含水比(10%)、宇宙線の寄与分(0.19mGy/y：Shimokawa et al. 1992)及び貝の平均厚さ 3.75mm から年間線量率は 0.62mGy/y と求められ、年代値は 23 ～ 24 万年前と求められた。上泉層は海洋酸素同位体ステージ８～７にかけての堆積物で、その年代は 23 ～ 25 万年前と考えられており（中里・佐藤、2001)、今回得られた年代値と調和する。

４．おわりに、

下総層群産タマギガイ属貝化石について、標準曲線を作成しておくことにより、未照射時信号強度から総被曝線量を求める簡易な ESR 年代測定法を提案した。今後、測定例の増加により手法の適用性検証を進める予定である。

文献

Nakazato et al. (1993) Applied Radiation and Isotopes, 44, 167-173.
中里・佐藤(2001)第四紀研究，40，251-257.
岡崎ほか(2000)地質学雑誌，106，461-471.
Shimokawa et al. (1992) Quaternary Science reviews, 11,219-224.

O-18

サンゴ化石のαスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代からみた琉球列島における ^{14}C リザーバー年代

佐々木圭一（金沢学院大）・大村明雄（金沢大）

Keiichi SASAKI and Akio OMURA；Marine reservoir age deduced from α-spectrometric $^{230}Th/^{234}U$ ages of fossil corals collected from the Ryukyu Islands, southwestern Japan

放射性炭素（^{14}C）年代測定法は，真の年代を推定するために，リザーバー間での ^{14}C 濃度差と大気 ^{14}C 濃度の経年変化に起因する初期値の補正・較正が行なわれている．造礁サンゴなど海棲生物骨格試料の場合は，大気と海洋表層水の ^{14}C 濃度差に起因する海洋リザーバー年代を正確に推定する必要がある．特に湧昇流の影響など地域性が大きいことから，各海域ごとにリザーバー年代が以下のような方法で推定されてきた：(1) 博物館・標本館所蔵の採集年代が明かな貝殻標本の ^{14}C 濃度測定，(2) サンゴ年輪から形成年代が明かな骨格部の ^{14}C 濃度測定，(3) 同一層準に産する貝殻と木片の ^{14}C 濃度比較．

琉球列島域ではこれまでに 355±25～145±40 年と 200 年ほどの幅をもつリザーバー年代が報告されている（表１）．本研究では，同一サンゴ化石のαスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代と ^{14}C 較正年代の比較から，これらのリザーバー年代の妥当性について検討を行なった．サンゴ化石の $^{230}Th/^{234}U$ 年代は，質量分析計による高精度分析や信頼度の自己評価機能により，“真の年代”として過去の大気 ^{14}C 濃度変化の推定に用いられている（Bard *et al.*, 1990）．伝統的なαスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 法も測定器の進歩と分析法の改良によって完新世サンゴ試料にも適用が可能になってきた（大村ほか，1995; 佐々木ほか，1998）．これまでに琉球列島喜界島に発達する完新世隆起サンゴ礁段丘から採集した 11 個，および石油公団石油開発技術センターによって採集された伊良部島沖の海底掘削試料９個に関して，それぞれ 2,610±90～7,850±140 年および 360±30～25,140±360 年のαスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代が得られた（表２）．これらの年代値は５段階評価基準（大村ほか，1995）を満たす信頼度の高い年代である．同一試料から得られた ^{14}C 年代（conventional ^{14}C age；表 2）について，INTCAL98 海洋データを用いて較正年代を求めた（CALIB 4.3; Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 1998）．その際に二つの異なるリザーバー年代 145±40 年と 355±25 年（表１；それぞれΔR=-256±40 年および-47±25 年に相当）を用いて補正を行なった．各試料から得られた２種類の ^{14}C 較正年代は２σの年代誤差を考慮すると互いに一致し，なおかつ，同一試料の $^{230}Th/^{234}U$ 年代とも矛盾しない（表２）．リザーバー年代の違いのみを評価するために，大気 ^{14}C 濃度変化が明らかな過去 11,857 年の較正年代について，$^{230}Th/^{234}U$ 年代との差を求めた．その結果，年代差は共に正規分布を示し，ΔR=-47±25 年の場合は-290±160 年，ΔR=-256±40 年を用いた際の年代差は-60±190 年となった．このことは，リザーバ

ー年代として 145±40 年を用いた場合（ΔR=-256±40 年）に，$^{230}Th/^{234}U$ 年代と良く一致する ^{14}C 較正年代が得られることを意味する．喜界島と伊良部島で同年代（7,500～8,000 年）を示す試料について ^{14}C 較正年代を比較すると，両地域で有意な差は認められず（表２），中および南琉球におけるリザーバー年代の地域性が少ないことを示唆する．また，^{14}C 較正年代と $^{230}Th/^{234}U$ 年代の差がリザーバー年代の経年変化を反映している可能性があるが，明瞭な変化傾向を示さない．^{14}C 較正年代と $^{230}Th/^{234}U$ 年代の誤差を考慮すると，現時点でリザーバー年代の経年変化について議論することは難しい．以上の検討から，過去 10,500 年間の琉球列島沿岸域における平均的なリザーバー年代として 145±40 年（ΔR=-256±40 年）を用いることが適当であると考える．

Table 1. Comparison of reservoir ages estimated from the ^{14}C measurements of annually banded corals and pre-bomb shells around the Ryukyu Islands, southwestern Japan. Age errors are 1 σ statistical error..

Reservoir age (^{14}C yr)	Remarks	Reference
145 ± 40	Coral band, 1910-1950 AD, Okinawa Island	Konishi *et al.* (1981); Sasaki (1998)
265 ± 45	Shell, 1934 AD, Ryukyu Islands	Yoneda *et al.* (2000)
355 ± 25	Coral band, 1899-1949 AD, Ishigaki Island	Hideshima *et al.* (2001)

Table 2. Conventional ^{14}C (conv. ^{14}C), calibrated ^{14}C (cal. ^{14}C) and $^{230}Th/^{234}U$ ages of fossil corals collected at Kikai (YM and KSM series) and Irabu (NK and TMW series) Islands of Ryukyus, southwestern Japan. Cal. ^{14}C ages were estimated using two ΔR values of -256±40 and -47±25 ^{14}Cyr, converted from reservoir ages in table 1.

Lab. No.	conv. ^{14}C (BP)	±1σ	cal. ^{14}C (cal BP)	/+1σ	/−1σ	/+2σ	/-2σ	cal. ^{14}C (cal BP)	/+1σ	/−1σ	/+2σ	/-2σ	$^{230}Th/^{234}U$ (yr BP)	±1σ	±2σ	Ref.*
				[ΔR = -256±40]					[ΔR = -47±25]							
<Kikai Island>																
YM-01	2510	90	2470	220	130	270	190	2270	60	160	170	280	2610	90	180	I
YM-05	2730	90	2750	100	50	210	250	2480	210	140	250	190	2710	80	150	I
YM-07	2900	90	2930	140	120	280	200	2730	50	50	180	270	3240	80	160	I
YM-08	3210	90	3350	100	110	220	250	3070	140	130	260	240	3320	80	170	I
YM-06	3370	100	3530	120	140	280	220	3310	80	150	210	300	3390	100	190	I
YM-02	3270	90	3400	130	80	240	200	3170	140	140	210	270	3800	100	200	I
YM-03	3920	100	4250	160	160	280	290	3960	130	130	280	280	4030	100	190	I
YM-04	3960	100	4310	120	160	260	320	4000	150	130	300	270	4280	90	170	I
KSM-10	6840	100	7570	90	90	190	160	7410	70	110	160	190	7570	150	300	II
KSM-11	6780	100	7530	80	110	160	200	7350	70	100	170	190	7750	150	300	II
KSM-15	6940	100	7650	90	90	210	190	7480	90	70	180	180	7850	140	280	II
<Irabu Island>																
NK-08	660	100	520	90	50	140	140	320	130	50	180	190	360	30	60	III
NK-03	7120	80	7820	100	90	160	160	7620	60	60	150	130	7890	140	280	III
NK-10	7140	100	7840	100	100	190	190	7650	84	80	190	170	7990	140	280	III
NK-02	7900	80	8610	200	90	290	200	8390	70	50	200	170	8880	140	280	III
NK-09	9310	240	10290	300	430	840	680	10020	280	230	1020	860	10400	170	340	III
NK-05	9650	240	10720	420	410	890	620	10320	720	150	840	510	10490	190	380	III
TMW-01	13340	200	15740	330	290	660	1280	15520	300	990	630	1210	16170	260	520	IV
TMW-04	19080	300	22350	500	480	1060	960	22110	500	480	1020	950	22180	310	620	IV
TMW-02	20310	290	23770	520	510	1010	990	23530	550	500	1040	970	25140	360	720	IV

* I: Sasaki (1998), II: Omura *et al.* (2000), III: Sasaki *et al.* (2001), IV: Omura (in prep)

O-19

琉球列島更新統琉球層群の $^{230}Th/^{234}U$ 年代からの新知見

山田茂昭（金沢大）・松田博貴（熊本大）・大村明雄（金沢大）

Shigeaki YAMADA, Hiroki MATSUDA and Akio OMURA: New informations on Uranium-series dates of fossil hermatypic corals of the Ryukyu Group in Ryukyus.

● はじめに

琉球層群は，第四紀を通して，次第に琉球列島で分布を拡げていった礁性堆積物である．これらは，近年，精力的な層位学的研究によって，その詳細が解明されつつある．琉球層群の発達史は，礁性堆積物の局所的な発達期（1.65 - 0.95 Ma）から礁性堆積物の隆盛期（0.95 Ma 以降）を経て，現在に至ったと考えられている（山田・松田，2002）．礁性堆積物の隆盛期では，琉球層群が段丘面と非調和な累積型の発達を遂げた時期と段丘面に一部調和的な前進型の発達を遂げた時期がある．これら礁性堆積物は，基本的に海進期から高海水準期を経て，海退期に至るまでに形成される堆積物の集合体をユニットと定義し，石灰質ナンノ化石による微化石層序や古地磁気層序からユニット毎の堆積年代を決定するまでに至っている（本田ほか，1993；Iryu *et al.*, 1998；山田，2002；松井ほか，2003）．これらと同様に，$^{230}Th/^{234}U$ 年代は，測定有効範囲の 300ka 以降において，高精度の時間軸を決定することが可能であることから，ユニット内におけるより高次オーダーの礁発達史判読に役立つ．演者らは，第四紀におけるサンゴ礁発達史の編纂を目的とし，琉球層群の層位関係を広域的に明らかにする研究を遂行中であるが，とくに，本報告では，南琉球石垣島，多良間島，中琉球粟国島の琉球層群から採集した造礁サンゴ化石のαスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定によって得られた新知見とその層位関係について報告する．

● 層序概説

(1) 石垣島の琉球層群は，種々の岩石で構成される基盤岩を不整合に覆い分布する．最高分布高度は，南東地域において標高 80m，北西地域において標高 30m で，北，西部に向かって最高分布高度が減ずる傾向にある．琉球層群は，ユニット 1，砂丘ユニット，ユニット 2，3 という四つのユニットに区分される（山田・松田，2000）．ユニット 1 は，水深 50m 以浅のサンゴ石灰岩（以下，サンゴ礁相），水深 50m 以深の石灰藻球，砕屑性，大型有孔虫石灰岩（以下，島棚相）からなる．砂丘ユニットは，風成炭酸塩堆積物からなり，ユニット 2，3 は，サンゴ礁相のみからなる．木庭（1980）は，標高 80m，30m，15m という石垣島に 3 段の段丘面を認定した．上位 2 者は，南部に分布するユニット 1，2 の最高分布高度とほぼ一致する．

(2) 多良間島の琉球層群は，標高 20m の平坦面を構成し，ほぼ島全体に分布する．琉球層群は，ユニット 1，2，砂丘ユニットに区分される（山田・松田，2000）．ユニット 1 は島棚相，ユニット 2 はサンゴ礁相のみからなる．砂丘ユニットは，風成炭酸塩堆積物からなる．

(3) 粟国島の琉球層群は，鮮新統粟国層群を不整合に覆い分布する．最高分布高度は，標高 90m である．琉球層群は，ユニット 1 - 6 からなり，ユニット 1 - 3 が累積型，ユニット 4 以降が前進型の分布を示す．ユニット 1 - 4 は，島棚相とサンゴ礁相からなり，ユニット 5，6 はサンゴ礁相のみからなる．木庭（1980）では，中位段丘上位面（96m），中位段丘下位面（80 - 40m），低位段丘面（40 - 20m），最低位段丘面（7 - 4m）という 4 段の段丘を認定したが，これらの内，最低位段丘面のみが本報告のユニット 6 に対応し，他の段丘面に関しては地層の分布と調和しないことが判明した．

● 堆積年代

(1) 石垣島のユニット 2，多良間島のユニット 2，粟国島のユニット 4，6 のサンゴ礁相中の造礁サンゴ化石のαスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代を測定した．採取した試料は，いずれも Nakamori (1986)による *Acropora hyacinthus* 群集，*Montipora digitata* 群集に類似した水深 0-5m の極浅海域で堆積したと思われる造礁サンゴ

化石群集を示すサンゴ礁相から採取した．測定試料は，計 11 試料で，計 8 試料から大村ほか（1995）の信頼性評価基準を満たす試料が得られた（表1）．石垣島のユニット 2 から，118.5±2.0 ka，119.9±2.0 ka，多良間島のユニット2からは，101.5±1.4 ka，102.2±1.5 ka，169.6±2.8 ka，粟国島のユニット6から，151.9±3.0 ka，199.5+4.8-4.6 ka という値が得られた．

(2) 石灰質ナンノ化石による微化石層序からは，石垣島のユニット1が佐藤ほか（1999）による基準面1 - 3（0.15 - 0.41 Ma），多良間島のユニット1が基準面2 – 3（0.25 - 0.41Ma），粟国島のユニット2 - 4が基準面3 - 6（0.41 - 0.95 Ma）に相当することが判明した．また，産出個体数の少ない粟国島ユニット1の島棚相は，少なくとも基準面10（1.65 Ma）以降であることを示唆する．

表1　造礁サンゴ化石ウラン系列年代

Sample (lab. no.)	Elevation (m)	Coral	U (ppm)	$^{234}U/^{238}U$ (active ratio)	$^{230}Th/^{234}U$ (active ratio)	$(^{234}U/^{238}U)_0$ (active ratio)	Date (ky)	Locarity	MIS
SY05	0.5	*Goniastrea*	3.394±0.088	1.140±0.026	0.0305±0.0010	1.141±0.027	**3.36±0.11**	Ishigaki	1
AO510	2.5	*Porites*	2.846±0.018	1.107±0.007	0.6156±0.0054	1.143±0.009	**101.5±1.4**	Tarama	5.3
AO512	15	*Porites*	2.830±0.018	1.117±0.007	0.6185±0.0055	1.157±0.009	**102.2±1.5**	Tarama	5.3
AO509	1.3	*Porites*	2.862±0.018	1.113±0.007	0.6746±0.0063	1.158±0.009	**118.5±2.0**	Ishigaki	5.5
SY04	15	*Porites*	2.776±0.019	1.110±0.007	0.6790±0.0064	1.155±0.010	**119.9±2.0**	Ishigaki	5.5
AO511	3	*Porites*	2.699±0.017	1.100±0.007	0.7662±0.0070	1.155±0.010	**151.9±3.0**	Aguni	6.4
SY06	2	*Acropora*	3.732±0.019	1.090±0.005	0.8044±0.0056	1.147±0.008	**169.8±2.8**	Tarama	6.5
SY03	0.8	*Porites*	2.703±0.017	1.088±0.007	0.8568±0.0073	1.159±0.012	**199.5+4.8-4.6**	Aguni	7
SY01	2	*Porites*	2.546±0.016	1.117±0.006	0.8651±0.0077	1.215±0.012	201.8+5.1-4.9	Aguni	7
SY02	2.4	*Pavona*	3.122±0.020	1.092±0.006	0.8720±0.0071	1.172±0.012	209.2+5.1-4.9	Aguni	7
AO513	2.8	*Acropora*	3.497±0.026	1.050±0.007	1.011±0.009	—	≥440	Aguni	—

＊　年代値の太字は，大村ほか（1995）の信頼性評価基準を満たした試料

● 対比

(1) 木庭（1980）は，石垣島の琉球層群から石灰質ナンノ化石 *Emiliania huxleyi* を産出し，Koba *et al.* (1985) ではコア試料のサンゴ化石の ESR 年代より，石垣島の琉球層群が海洋酸素同位体ステージ（以下，MIS）7 以降であると考察された．本報告による微化石層序，$^{230}Th/^{234}U$ 年代は，前研究に矛盾しない．このことから，ユニット1は Martinson *et al.* (1987)の MIS 7，ユニット2は MIS 5.5 に対比される．

(2) Koba *et al.* (1985)は，琉球層群のサンゴ化石の ESR 年代より 92+13-9 ka を得た．これ以外のサンゴ試料は，原記載に試料の再結晶化とあるので，考察から除外した．本報告の一部の $^{230}Th/^{234}U$ 年代は，前研究に近い MIS 5.3 に相当する年代を得た．一方，SY06 から得た年代は，MIS 6 に相当する．微化石層序からは，ユニット 1 が MIS 9 あるいは 11 に対比されると考えられる．本研究では，同一ユニットから採集したサンゴ試料にも拘わらず，測定誤差を考慮しても有意の差がある異なる年代値が得られた．しかし，異なる年代値を示すユニット境界は現在のところ認定するに至っていない．

(3) Koba *et al.* (1985)の原記載では，標高 8m の転石となったサンゴ化石の ESR 年代から，145+23-13 ka を得たとある．この試料を彼らは，MIS 5 に対比した．本報告の一部は，木庭らの ESR 年代に近い $^{230}Th/^{234}U$ 年代を得たが，本報告では MIS 6 に対比する．一方，SY03 から得られた年代値は，MIS 7 に相当する．以上，粟国島ユニット6は，MIS 7 - MIS 6 の期間に堆積したと考えられる．

● まとめ

中琉球の粟国島の層序は，薩南諸島の 3 島（徳之島，沖永良部島，与論島），沖縄本島に類似した層位関係を示す．新期の石灰岩は，例えば，沖縄本島の港川層のように，従来，MIS 5 相当と考えられていたが，粟国島では MIS 6，7 に対比されることが判明した．一方，南琉球では，宮古諸島以西において，石灰質ナンノ化石の微化石層序の基準面3以降が主体となる層位関係を示し，石垣島に MIS 5.5，多良間島に MIS 5.3，6 相当が分布することを新たに確認した．

O-20

フィリピン諸島の完新世サンゴ礁段丘形成史～ルソン島西海岸部の例～

細野洋祐・大村明雄（金沢大），前田保夫（フィリピン大）

Yosuke HOSONO, Akio OMURA, and Yasuo MAEDA : Geologic history of emerged Holocene reef in the Philippine Islands.

フィリピン，ルソン島西海岸部に発達する古海面指示者としてのサンゴ礁段丘と潮汐ノッチを用いた完新世における海面変動に関する研究が Maeda *et al.* (1999, 2000)により行われ，少なくとも 8,000 年以前と 7,000～4,000 年前の二回の相対的海面停滞期が認められた．本研究では，未調査だった La Union 州 Bacnotan 及び Paraoir 周辺地域の離水サンゴ礁段丘に関する EDM を用いた地形測量とサンゴ化石のウラン系列年代測定の結果を報告する．

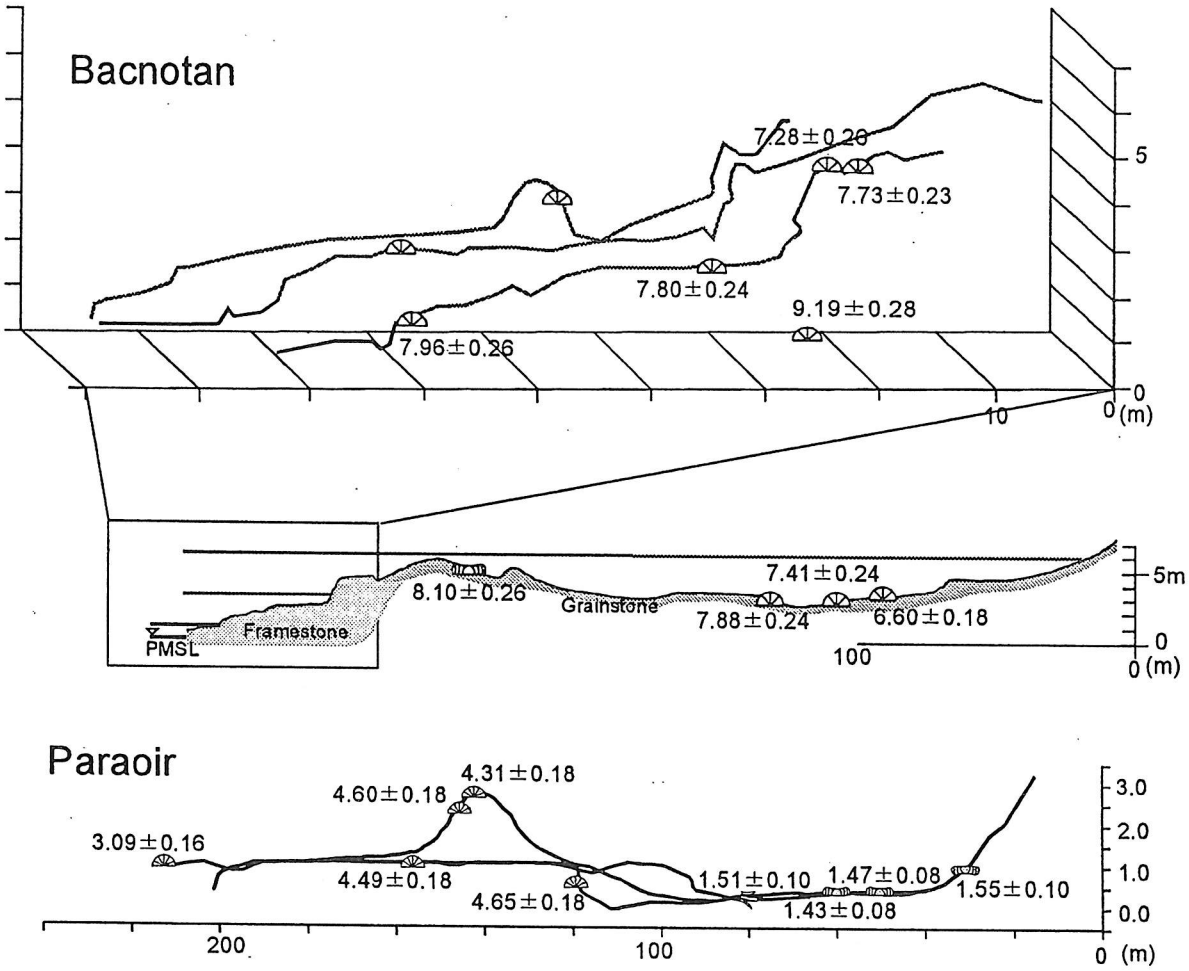
Bacnotan 地域には，上位からⅠ，ⅡおよびⅢ面と呼ぶ３段の海成段丘が発達するが，陸側に数 km 以上の幅を有するⅠ面は，幅約 10m の外縁部のみが礁成サンゴ石灰岩で構成されている．陸側平坦面は外縁部より低く，その表層部に多数の枝状サンゴが Embry & Klovan (1971)の floatstone/rudstone/grainstone/wackestone 中に産出することから，礁湖 (lagoon) あるいは礁池 (moat) が離水した平坦面である可能性が高い．一般にルソン島西海岸部に分布するⅡ面は内縁部に潮汐ノッチを伴う．Bacnotan でも同様に内縁部に潮汐ノッチが発達するが，満潮時にもⅡ面が沈水しないことが他地域のⅡ面と異なる．またこの地域固有のⅢ面は干潮時でも波に洗われており，現世の波食台の可能性もある．

Paraoir 地域に広く発達する海成段丘の内陸側約 50m は枝状サンゴ片や多数の大型 microatoll を成す *Porites* sp.が grainstone 中に産する礁池堆積物からなり，海側の幅約 100m（高度 1.0m）は framestone/bafflestone から構成されている．その上位には段丘地形は示さないものの，高度 2.7m までにサンゴ石灰岩の分布が確認された．

ウラン系列（$^{230}Th/^{234}U$）年代測定用試料として，Bacnotan においては，Ⅰ面を構成するサンゴ石灰岩より２試料，礁池堆積物中より４試料，Ⅱ面表層部より２試料，その段丘崖より１試料を採集した．Paraoir では，段丘を構成する造礁サンゴ石灰岩より５試料，礁池堆積物の microatoll より３試料および異地性の枝状サンゴ，加えて，段丘上位のサンゴ石灰岩から２試料を採集し，計 21 試料を年代測定に供した．

Bacnotan から得られた年代値は，9.19±0.28～6.60±0.18 ky（誤差は 2σ の統計誤差）の範囲にあるが，礁池堆積物からの試料は 8.10±0.26～6.60±0.18 ky の年代を示し，サンゴ石灰岩から採集した試料から得た年代値は，地形とは無関係に，産出高度が低い試料ほど古い．Paraoir から得られた年代値は 4.65±0.18～1.47±0.08 ky の範囲にあり，それらは 1.55±0.10～1.47±0.08 ky, 3.09±0.16 ky, 4.65±0.18～4.31±0.18 ky の３つの年代域に分けられる．

これらの年代測定結果から，Bacnotan 地域では約 8,000～6,600 年前の期間に海面停滞期があり，その間Ⅰ面が形成され，約 6,600 年前以降に海面低下が生じ，その後の海面停滞期の侵食（波食）作用による侵食面が形成されたと考えられる．Paraoir では，約 4,300 年前までにサンゴ礁が形成され，約 3,800 年前には少なくとも約２m の海面低下後，海面の停滞によりⅡ面が形成された．その後，さらに約 1,500 年前には礁池内に microatoll の形成可能な海面停滞期があったと考えられる．



8.10 $^{230}Th/^{234}U$ age (ka)

Coral sample

Coral sample (Microatoll)

Fig. Topographic profiles and $^{230}Th/^{234}U$ ages at Bacnotan and Paraoir.

図１．Bacnotan と Paraoir の地形断面図と化石サンゴ試料から求めたウラン系列年代

Locality	Stillstand (year)	Action	Sediments	Relative sealevel
Paraoir	～ 1,500	structure	grainstone	0.8m
	～ (3,100)	erosion		1.0m
	～ 4,300	structure	framestone/bafflestone	(3.0m)
Bacnotan	6,600 ～	erosion		3.0m
	8,100 ～ 6,600	structure	framestone/grainstone	5.6m

表１．化石サンゴ試料から得られた年代値を基にした，各年代域の堆積作用と相対海面の変化．括弧のついた海水準高度は明確な海水準指示者がなく海面高度を決定できなかったもの．

O-21

Last Interglacial Sea Level Changes in Southwest Bohol, Central Philippines

Cherry L. Ringor, Akio OMURA (Kanazawa Univ.), and Yasuo MAEDA (Univ. of the Philippines)

Introduction : U-series dating of fossil corals from marine terraces of Bohol (Fig.1) for Pleistocene sea level work has not been done until recently. $^{230}Th/^{234}U$ dates obtained by Scholz (1986) and Hillmer and Voss (1987) on the coral terraces in Bohol are derived from molluscan shells, thus they are considered less reliable because mollusks are known not to form closed systems for U and Th isotopes (Kaufman *et al.*, 1971). Javelosa (1994) dated Pleistocene corals from Panglao Island (Fig. 1) by the ^{14}C method. The dates acquired are near the upper limit of the ^{14}C method, and hence maybe anomalously young.

Recent dating of Pleistocene corals around the coastal areas of Bohol using $^{230}Th/^{234}U$ method are reported by Maeda *et al.* (1999a), Berdin (2000), and Omura *et al.* (in press). These studies reveal that southwest Bohol is relatively vertically stable since the Last Interglacial maximum, and thus can be used as a reference site for sea level work. The present study presents new and precise α-spectrometric U-series ages of Last Interglacial coral reef terraces in southwest Bohol, Central Philippines and its implications to sea level positions. We collected shallow-water coral samples in growth position and have improved the constraint on the measurement of terrace elevations through detail leveling by the electric distance measurement. The α-counting was also continued until the calculated $^{230}Th/^{234}U$ dates have less than 2% uncertainty, allowing the marine isotope stage to be identified at the substage level.

Geologic Setting : Cretaceous-Eocene basement complex of Bohol consists of distorted volcanic rocks and schists with local intrusions. Unconformably overlying the basement complex is a series of Miocene-Pleistocene clastic sediments and carbonate units (Porth *et al.*, 1989). Quaternary deposits include fluvial gravels, unconsolidated sediments, reefal limestone, and alluvium distributed in the alluvial plains and coastal areas (BMG, 1987).

Results and Discussions : Table 1 presents the results of analyses and the calculated U-series dates. The $^{230}Th/^{232}Th$ activity ratios are >100, indicating neither initial nor secondary ^{230}Th in the sample. Except for CR-07, AO413, and AO450 samples, all the rest have an initial $^{234}U/^{238}U$ ratio within the allowable range of 1.13-1.16. Although these samples are considered less reliable, the dates acquired may still be useful in making approximations on the paleo-sea level positions.

$^{230}Th/^{234}U$ dates in Table 1 can be divided into four groups of 79.2±1.5-83.2±1.2 ky, 100.7±1.5-108.6±1.7 ky, 118.7±2.0-133.7±3.0 ky, and 192.4±4.0-205.5±4.9 ky corresponding to isotope stages 5a, 5c, 5e, and 7 at elevations of *ca.* 3-4 m, *ca.* 3-13 m, *ca.* 2-27 m, *ca.* 13 m, respectively, above present mean sea level (Fig.1 and Table 1). Assuming a +3 to +6 m substage 5e sea level (Stirling *et al.*, 1998), the uplift rate of Pamilacan Island is calculated to be 0.17-0.19 m/ky since the substage 5e. Using this uplift rate, we estimate sea level positions ranging from –7 to –5 m during substage 5c and -9 to –11 m during substage 5a relative to present sea level. Omura *et al.* (ibid.) estimated the difference between the substages 5c and 5e mean sea levels to be 2-6 m. However, in their study, the sea level indicator associated with substage 5e is possibly an erosional terrace.

Summary : This study confirms the presence of marine isotope substages 5a, 5c, and 5e coral reef terraces in Pamilacan Island, Bohol. Marine isotope substages 5c and 5e terraces are also confirmed to be distributed along the coast of Punta Cruz while in San Isidro, a terrace was dated as isotope stage 7. Rates of uplift are estimated to be 0.17-0.19 m/ky over the last 125 ky, higher than previous estimates.

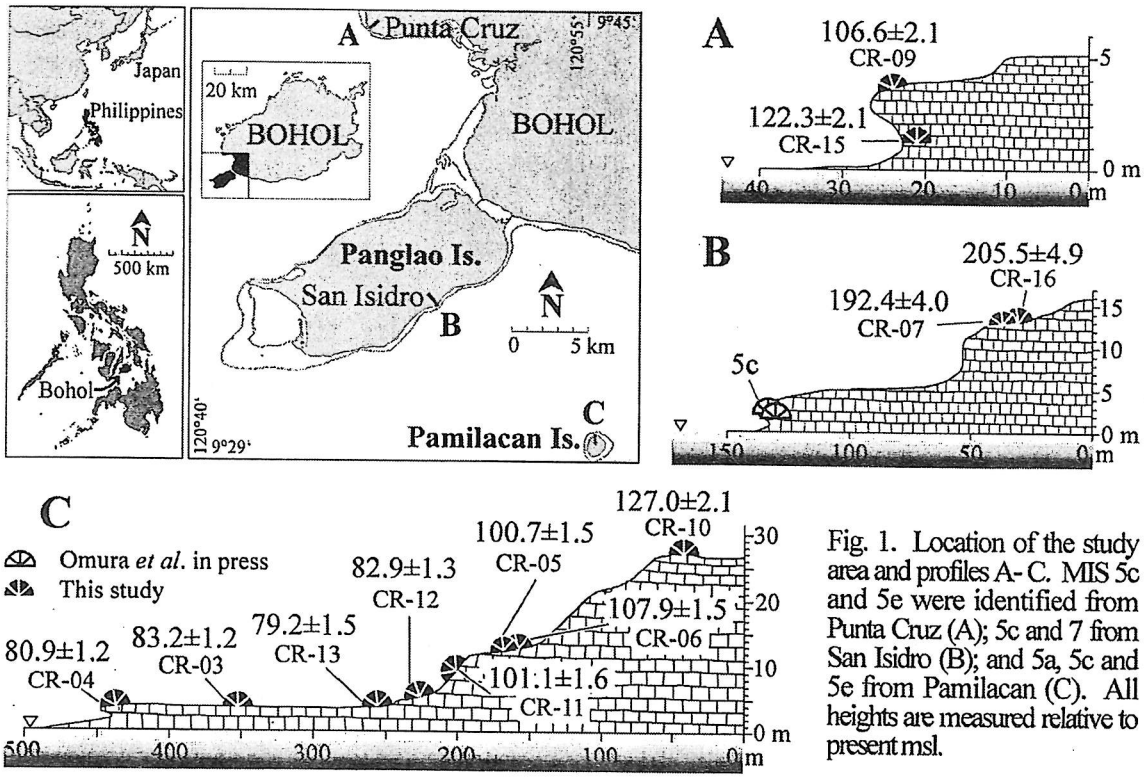


Fig. 1. Location of the study area and profiles A- C. MIS 5c and 5e were identified from Punta Cruz (A); 5c and 7 from San Isidro (B); and 5a, 5c and 5e from Pamilacan (C). All heights are measured relative to present msl.

Table 1. U and Th concentrations, isotopic activity ratios, and ages of corals. Reliable ages are shown in bold type. The errors assigned are standard deviations (1 σ) derived from counting statistics. Age is considered reliable if the initial $^{234}U/^{238}U$ ratio is within the range of 1.13-1.16 and the calculated $^{230}Th/^{234}U$ date has <2% uncertainty. The ages are calculated using 75.2 and 248 ky for the half-lives of ^{230}Th and ^{234}U, respectively (Omura *et al.*, 1995).

	Sample No.	Height (m)	Genus	U (ppm)	^{230}Th (dpm/g)	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{230}Th/^{234}U$	$(^{234}U/^{238}U)_0$	Date (ky)	MIS
						(activity ratio)					
A	AO475	*ca.* 3	*Platygyra*	2.205±0.016	1.112±0.009	1.100±0.008	>270	0.6146±0.0065	1.134±0.011	**101.4±1.8**	5c
	AO477	*ca.* 3	*Platygyra*	2.410±0.014	1.232±0.007	1.113±0.006	>230	0.6155±0.0049	1.151±0.008	**101.4±1.3**	5c
	AO461	3.50	*Platygyra*	2.225±0.015	1.147±0.008	1.108±0.008	>330	0.6243±0.0057	1.145±0.010	**103.9±1.6**	5c
	AO478	3.50	*Platygyra*	2.418±0.014	1.126±0.008	1.104±0.006	>370	0.6306±0.0053	1.141±0.008	**105.7±1.5**	5c
	AO462	*ca.* 2	*Porites*	2.448±0.015	1.362±0.010	1.105±0.007	>290	0.6748±0.0062	1.147±0.009	**118.7±2.0**	5e
	CR-07	12.90	*Goniastrea*	2.301±0.013	1.587±0.009	1.093±0.006	>370	0.8462±0.0065	1.163±0.011	192.4±4.0	7
	CR-16	12.90	*Coeloseris*	2.249±0.013	1.578±0.009	1.087±0.006	> 175	0.8658±0.0070	1.159±0.012	**205.5±4.9**	7
B	CR-13	3.50	*Porites*	2.457±0.025	1.063±0.009	1.108±0.011	> 100	0.5235±0.0068	1.135±0.014	**79.2±1.5**	5a
	CR-04	2.80	*Goniastrea*	2.539±0.021	1.131±0.007	1.123±0.009	> 200	0.5319±0.0054	1.155±0.011	**80.9±1.2**	5a
	CR-12	4.25	*Coeloseris*	2.535±0.018	1.136±0.010	1.113±0.008	> 150	0.6009±0.0065	1.142±0.010	**82.9±1.3**	5a
	CR-03	3.02	*Goniastrea*	2.480±0.017	1.111±0.008	1.110±0.008	> 340	0.5412±0.0051	1.139±0.009	**83.2±1.2**	5a
	CR-05	12.20	*Goniastrea*	2.387±0.015	1.218±0.009	1.115±0.007	> 280	0.6130±0.0057	1.154±0.010	**100.7±1.5**	5c
	CR-11	8.93	*Platygyra*	2.338±0.016	1.175±0.008	1.099±0.008	>200	0.6133±0.0057	1.131±0.010	**101.1±1.6**	5c
	CR-06	13.08	*Favia*	2.375±0.014	1.257±0.007	1.110±0.007	>240	0.6389±0.0053	1.150±0.009	**107.9±1.5**	5c
	CR-10	26.82	*Goniastrea*	2.276±0.015	1.314±0.008	1.105±0.007	>200	0.7005±0.0061	1.151±0.011	**127.0±2.1**	5e
C	CR-09	3.90	*Porites*	2.190±0.017	1.151±0.010	1.110±0.010	>150	0.6344±0.0072	1.150±0.012	**106.6±2.1**	5c
	AO450	2.30	*Porites*	2.578±0.016	1.386±0.010	1.122±0.007	>390	0.6420±0.0059	1.167±0.009	108.6±1.7	5c
	CR-15	1.61	*Porites*	3.518±0.023	2.003±0.014	1.111±0.007	> 380	0.6867±0.0065	1.158±0.010	**122.3±2.1**	5e
	AO413	3.70	*Porites*	2.612±0.021	1.559±0.013	1.112±0.007	>190	0.7193±0.0083	1.165±0.013	133.7±3.0	5e

A - Pamilacan, B - San Isidro, C - Punta Cruz; AO-series - Omura *et al.* in press, CR-series - This study

O-22

フィリピン国サマール島の完新世の海水準変動

前田保夫(姫路工大) 横山祐典、奥野淳一（東大）中村俊夫（名大）ヘルナンド・シリンガン（フィリピン大）ロス・バーディン(オーストラリア国立大)
Yasuo MAEDA, Yusuke YOKOYAMA, Jun-ichi OKUNO, Toshio NAKAMURA, Fernando P. SIRINGAN and Rose D. BERDIN : **HOLOCENE SEA-LEVEL CHANGES OF SAMAR ISLAND, PHILIPPINES**

フィリピン群島には完新世に形成されたサンゴ礁や潮汐ノッチが多く分布している。それらは地殻変動の影響によって隆起し、離水した状態にある。その高度や年代は、完新世の海水準変動と地殻変動をさぐる良い指標である。

フィリピン群島のほぼ中央部に位置するサマール島は全島にわたって２段の潮汐ノッチ(ダブルノッチ) が発達し、島の南西海岸のTinabananでは同一の地点で低位のノッチフロアーにサンゴ化石が固着し、高位にはカキ化石が固着した状態が観察できる。低位ノッチのretreate pointは平均海面上0.9mで、14C年代は7225, 7196 cal BPである。高位ノッチは高さ2.9mで、年代は5090, 5449, 4180、4702cal BPである。 複数ノッチの形成順は高位のものは古い年代に形成され、低位のノッチは現在に近い年代に形成されているのが普通である。ところがサマール島では図のように、高位のノッチは5～4000年前、低位のノッチは7～6000年前に形成されていて通常の逆である。これは高位ノッチ形成時の海面上昇が低位ノッチのそれを上回ったことをあらわしている。

この地点のノッチの断面と年代測定値にもとづいて相対的海水準変化曲線を作成した。これによれば、後氷期に続いてきた氷床融解は7000年代に止まり、いったん海面が安定する。これが低位ノッチをつくった海面停滞期で、7500年前から5500年前までほぼ2000年間続いた。その後5500年前から再び海面上昇が始まり、4000年前までの1500年間続いたことが読みとれる。こうしたダブルノッチはフィリピン各地で発見されつつあり、ローカルな現象ではない。

最近、安定大陸であるオーストラリア南東海岸で5000年前後に高海面期が存在したことを証明する観察結果をR.G.V.Baker（2000, 2001）らが報告し、南アメリカのブラジル南東海岸でも同時期の高海面をL.Martin（2002）らが報告しているのが注目される。このような事実はこれまで7000年代で氷床の融解が終わったとする従来の仮説を再検討しなければならないかも知れない。現在、上記の観察値とハイドロアイソスタシーによる計算値との照合を進めている。

図１．Tinabanan海岸（WSA-2)のノッチと14C年代

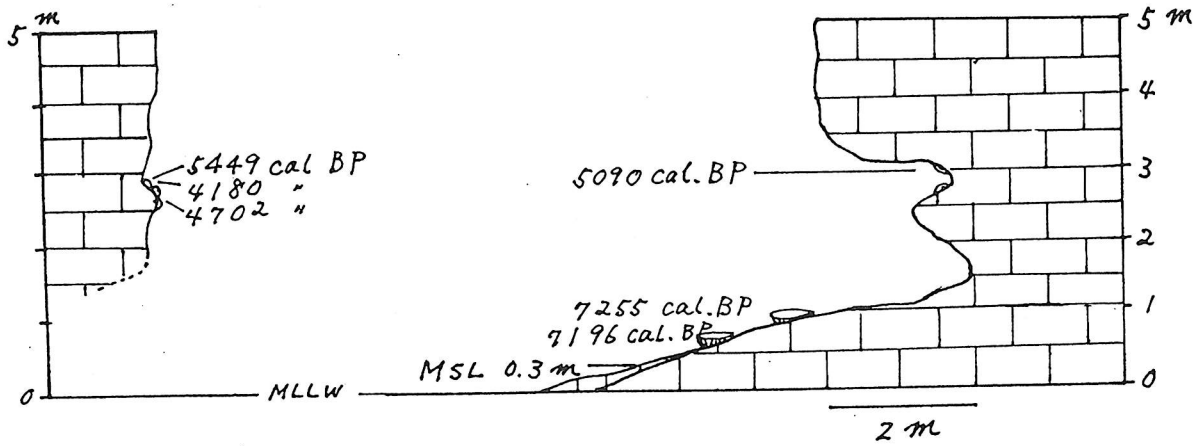


Table 1. Radiocarbon ages of Holocene samples from Samar Island, Philippines

Locality	Site name	material	Elevation (m.mllw)	Age (cal BP)	Laboratory No.
WSA-2	Sojoton Point	coral	0.2	7157(7139)7054	NUTA-4835
WSA-5	Batag Island	coral	0.5	6714(6668)6646	NUTA-4871
WSA-8	Cabatuan	coral	2.4	5139(5063)5038	NUTA-4832
WSA-9	Manapas	coral	1.5	7216(7169)7134	NUTA-4834
WSA-10	Manapas	coral	0.5	6939(6884)6843	NUTA-4833
ESA-1	Aptian Island	coral	1.1	7313(7279)7251	NUTA-4381
ESA-6	Divinubo Island	coral	0.2	4873(4840)4828	NUTA-4830
ESA-8	Maydolong	coral	0.8	7428(7412)7370	NUTA-4827
ESA-8	Maydolong	coral	1.2	7242(7171)7037	NUTA2-225
ESA-8	Maydolong	coral	0.7	6686(6617)6495	NUTA2-223
ESA-8	Maydolong	coral	0.7	6615(6563)6524	NUTA-4829
ESA-8	Maydolong	coral	0.6	6258(6215)6192	NUTA-4747
ESA-8	Maydolong	coral	0.5	6117(6096)6028	NUTA-4826
ESA-10	Baiang	coral	1	6245(6194)6172	NUTA-4745
ESA-12	Buyayawon	coral	1.1	7386(7336)7307	NUTA-4744
ESA-12	Buyayawon	ostrea	3.4	4400(4350)4280	Beta-166696
WSA-2	Tinabanan	ostrea	3.2	4270(4180)4090	Beta-161610
WSA-2	Tinabanan	ostrea	3.2	5531(5449)5335	NUTA-6411
WSA-2	Tinabanan	ostrea	2.9	5250(5120)5020	Beta-169470
WSA-2	Tinabanan	ostrea	3.2	4805(4702)4584	NUTA-6410
WSA-2	Tinabanan	coral	0.5	7349(7255)7188	NUTA-6638
WSA-2	Tinabanan	coral	0.2	7291(7196)7096	NUTA-6639
WSA-5	Guimiti Island	ostrea	2.2	2295(2160)2097	Beta-171281

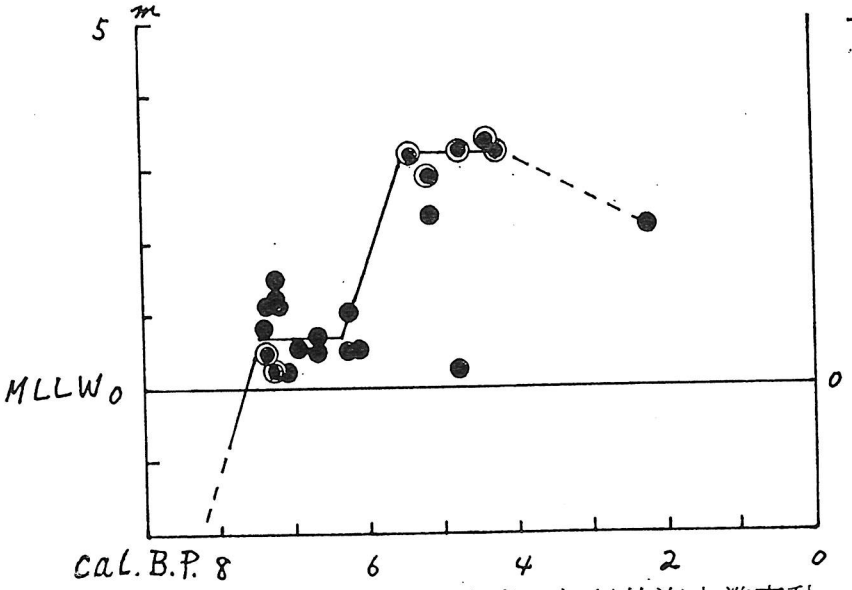


図２．サマール島Tinabanan海岸の相対的海水準変動

２重円はTinabanan，黒円は他のサマール島海岸の年代値

Relative sea-leve changes at Tinabanan coast, Samar

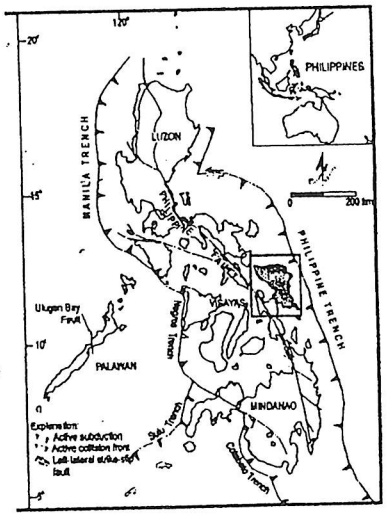


図３．調査地

O-23

坂井火山灰層

ー東海・北陸・新潟を結ぶ，前期鮮新世の広域テフラー

田村糸子・山崎晴雄（東京都立大学大学院理学研究科）
水野清秀（産総研・活断層センター）

Itoko TAMURA, Haruo YAMAZAKI and Kiyohide MIZUNO ; The Sakai Ash , a widespread tephra deposit at Gilbert chron, early Pliocene in central Japan

1. はじめに

姶良-Tn 火山灰(AT)に代表される広域に分布する火山灰層ー広域テフラは，火山噴出後，極めて短時間に堆積し地質学的に瞬間的な時間面を示すことから，日本各地をつなぐ鍵層として重要な役割を果たしてきた．近年では，火山ガラスや斑晶鉱物の屈折率測定や主成分化学組成分析など様々なテフラ同定法の開発や，各地のテフラ記載データの蓄積により，恵比須峠-Kd38-福田テフラ(1.7Ma)，Znp-大田テフラ(3.7Ma)など前期更新世～鮮新世にかけての広域テフラも報告されてきている．

ところで，今回報告する坂井火山灰層は，知多半島に分布する東海層群常滑累層に挟在される白色ミガキ砂質火山灰層である(牧野内，1975)．噴出年代は，東海層群における古地磁気層位，および上下の火山灰層の FT 年代から，およそ 4～5Ma，前期鮮新世，ギルバートクロンの頃と推定されている(牧野内，1983；中山・吉川，1990 など)．坂井火山灰層は，東海地域において，小牧地域の大良池 2 火山灰層(東海層群矢田川累層)，上野盆地の市部火山灰層(古琵琶湖層群上野累層)と対比され，重要な鍵層であることが指摘されていた(水野，2000)．私達は，今回このテフラを，層位と岩石学的特徴を基に，金沢から富山にかけての北陸地域および新潟地域で検出・対比した．坂井火山灰層は，後述のように既知の広域テフラにはない際立った火山ガラスの化学組成を有することから，今後各地の鮮新統で見いだされる可能性が高く，第一級の前期鮮新世広域テフラとして，貴重な時間面を提供することになると思われる．

2. 坂井火山灰層の分布と層位

北陸地域では，大桑層より下位の高窪泥層中に挟在される砂子谷火山灰(Snk：新称)が坂井火山灰に対比される．層厚は 12～15cm である．本層から 2m 下位のカガライト-軽石質テフラ(Kkr)は，金沢から富山にかけて連続よく分布する大規模テフラである(田村・山崎，2002)．また，本層から 5m 上位の OL 1 テフラは，鉱物学的特徴と火山ガラスの化学組成から，知多半島の東海層群で坂井火山灰より 65m 上位にある小鈴谷火山灰に対比されることが明らかとなった．新潟地域では，坂井火山灰は，長岡市薬師峠北方，中央油帯の西山層下部に挟在される山田ガラス質火山灰層(Ya：鈴木ほか，1974)の Ya-5 に対比される． Ya-5 の層厚は 6cm で，Znp-大田火山灰に対比されている薬師峠ラミネイテッドガラス質火山灰層(Ylg：黒川ほか，1989)から 13m 下位の層準である．また，Ya-5 から 40cm 下位にある Ya-4 は，鉱物学的特徴と火山ガラスの化学組成から，Kkr に対比されることが明らかとなった．

3. 坂井火山灰層の記載岩石学的特徴と火山ガラスの化学組成

テフラ対比の根拠としたのは，テフラ層の層位・層準および鉱物組成，各粒子の形状や屈折率などの記載岩石学的特徴と火山ガラスの化学組成である．火山ガラスの化学組成分析値に関しては，近年，主成分だけではなく微量成分も含めた精密対比が行われるようになり，微量成分が個々のテフラ層の識別に有効であることが報告されている(吉川ほか，1989；吉川ほか，2000；水野，2001など)．坂井火山灰層は，いずれの地域でもガラス質で大部分火山ガラスからなり，極微量に斑晶鉱物として黒雲母が含まれることもある．火山ガラスの形態は偏平なバブルウォール型が多く，また，火山ガラスの屈折率はγ＝1.498-1.500である．火山ガラスの主成分組成は，K_2Oが5%と高い．際立った特徴を示すのは同微量成分組成で，Baが130ppm前後，Srが20ppm前後，微量成分比Ba／Laが5前後，Y／Laが0.5-0.6，Sr／Yが0.4といずれも著しく低い値である．北陸東海地域に分布する他のテフラや吉川ほか(2000)で公表されている大阪層群火山灰層の火山ガラス化学組成をみても，このような低Ba／La，低Y／La，低Sr／Yを示すテフラは他に類がなく，坂井火山灰層の大きな特徴となっている．

4. 坂井火山灰層の推定給源

坂井火山灰層の層厚は，新潟地域で6cmと一番うすく，東海地域で30cm以上と厚くなる．また，粒径も新潟，金沢・富山地域と比べ東海地域の方が大きい．従って，坂井火山灰の給源は金沢より西に位置し，そこから北西ー南東方向を主軸として運搬されたと推定される．また，火山ガラスの特徴的な化学組成は，坂井火山灰をもたらしたマグマが，火山フロントから離れた大陸よりであることを示唆するものであり，極めて興味深い．坂井火山灰の給源火山の特定は今後の課題である．

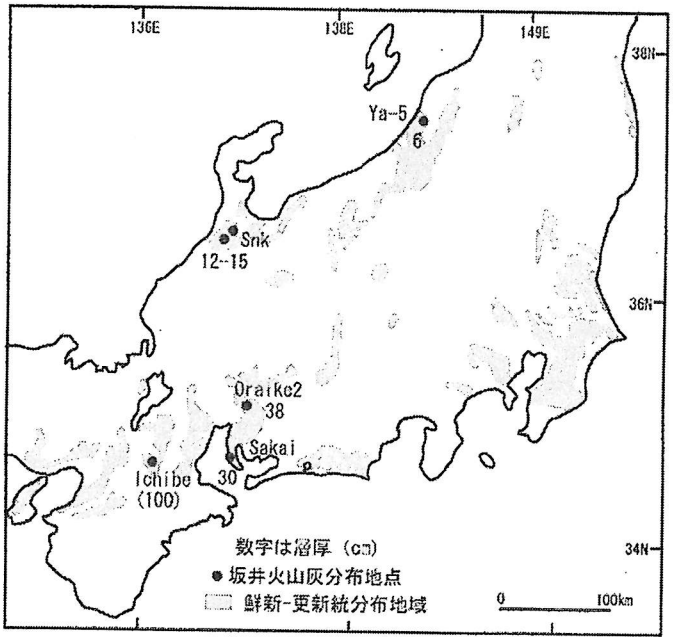


図１　坂井火山灰層の分布と層厚

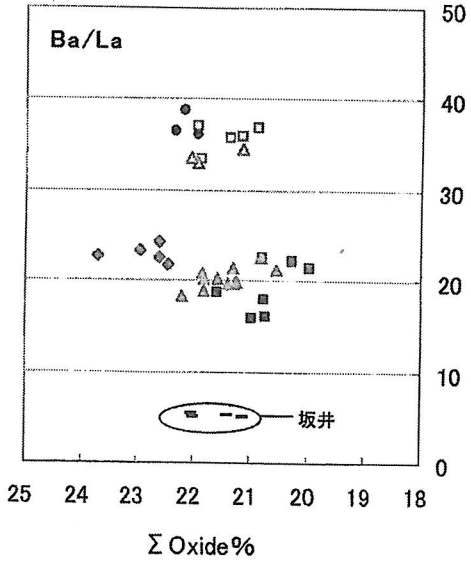


図２　東海北陸地域の主要火山灰層の火山ガラス化学組成　Ba／La比

O-24

日本海中央部の酸素同位体ステージ３の３枚の火山灰

池原　研・ Chun Jong-Hwa（産総研・海洋資源環境）・
吉川清志（産総研・深部地質環境）

Ken Ikehara, Jong-Hwa Chun and Kiyoshi Kikkawa: Correlation of three tephras erupted during oxygen isotope stage 3 from the central Japan Sea

日本海中央部大和海盆周辺の海底堆積物コアからは，AT と Aso-4 の間に３枚の火山灰，すなわち上位から，富山沖火山灰（To），山陰１火山灰（SAN1），鬱陵－大和火山灰（U-Ym），が存在することが知られていた．しかし，これらの給源や年代については，はっきり報告されていなかった．池原・吉川（1999）は３つの層準での放射性炭素年代測定結果から，U-Ym が従来推定されてきた年代よりも古いことを示し，To を放射性炭素年代値で約 46,000 年前，SAN1 を 48,200-49,200 年前，U-Ym を 53,900-58,900 年前と推定した．一方，白井ほか（2003）は大和海盆の富山深海扇状地から採取されたピストンコア中の To の化学組成を ODP site794 及び 797 に挟在する火山灰層のそれと比較し，To の給源火山を白頭山とし，暗色層の対比と年代モデルから噴出年代を 51±5 ka とした．その上で給源火山がほぼ推定されたことから，To を白頭山－富山沖火山灰（B-To）と呼ぶことを提案した．一方，大和海盆の北の日本海盆南端部から地質調査所により採取されたコア中の火山灰の検討から，新井・町田（1983）により白頭山－日本海盆（B-J）という火山灰が記載されている．この火山灰は To と同様にアルカリ岩質のテフラで同じ白頭山起源の B-Tm と似た特性をもつ．彼らの記載では，その層位的位置は Aso-4 の上位としか記述されていないが，記載された海底からの深度とこのコアの岩相記載（Honza and Yuasa, 1979）を比較すると，B-J は明らかにステージ 3-5 に特徴的な明暗細互層の中に存在する．今回改めてその挟在層準の層相を確認したところ，最終氷期最盛期以前の明暗細互層の岩相の比較的上部に位置し，比較的厚く明瞭な暗色層の最上部に挟在することが確認された．大和海盆から採取・記載された To は，明瞭な暗色層中に挟在することから，暗色層との位置関係は矛盾しない．ただし，日本海盆のコアはすでに乾燥が進んでおり，詳細な暗色層の認定とそれに基づく対比は困難である．一方，田中ほか（2002）が報告した日本海北部の海底堆積物中のテフラで，これに似た層位的位置と化学組成をもつものを探すと Unknown 4 及び Unknown 5 があげられる．このうち，Unknown 5 は Aso-4 の直上に産するので To よりも明らかに古い．これに対して Unknown 4 は AT と Aso-4 の間の上部に位置し，明暗細互層の岩相中に産する．さらに，その産出層準を検討すると，明瞭な暗色層中に挟在することが判明した．新井・町田（1983），中嶋ほか（1996），田中ほか（2002）などから，日本海中～

北部において AT と Aso-4 間にはこれ以外に明瞭な白頭山起源の火山灰は認められないことから，To は新井・町田（1983）の B-J に対比されると考えられる．

To の噴出年代は，池原・吉川（1999）により 46,280±1700 年前及び>48,780 年前という２つの放射性炭素年代値が To の直下から報告されている．また前述のように白井ほか（2003）は 51±5 ka と言う年代を推定した．上記の放射性炭素年代値を，Kitagawa and van der Plicht（1998）の関係を外挿して暦年代に変換すると 48-51 ka となり，白井ほかの推定値とほぼ一致する．したがって To の噴出年代は，48-51 ka と推定される．

これにより，To の直下に位置する SAN1 は To よりわずかに古く，53-55 ka と推定される．SAN1 はその化学組成から山陰の火山，とくに大山起源と推定されている（吉川，1990；三浦ほか，1991）．大山火山のこの時期のテフラとしては，50-52 ka と推定されている大山倉吉軽石（DKP）がある．SAN1 の火山ガラスの化学組成は基本的に DKP に似るが，一部でわずかに異なる．また，ガラスの屈折率も DKP よりやや低い．DKP の火山ガラスは陸上堆積物では風化・粘土化が著しく報告が多くない．一方で海底コアの火山灰は火山ガラスに富む傾向にあり，火山ガラスの特性が対比の上で重要になる．対比に重要な火山ガラスの特性に違いがある原因についてはさらに検討する必要があるが，ほかに対比しうる火山灰が見当たらないので，SAN1 は DKP?としておく．

一方，さらに下位の U-Ym はさらに古く，ステージ 3/4 境界付近の噴出物と考えられる．検討したコアでは Aso-4 まで達していないため，AT－To 間の堆積速度を外挿して推定すると 62-64 ka 程度となる．ただし，U-Ym は大和海盆では広く認められるが，より給源に近い対馬海盆では報告がなく，この時期にはむしろ韓国海台南部の海底から噴出した鬱陵島とほぼ同じ化学組成をもつ SKP テフラが普遍的である（Chun，2000）．大和海盆では AT－Aso-4 間に鬱陵島起源と考えられる火山灰は１枚しか認められないが，鬱陵島には多数のテフラが認識され，U-Ym がそのどれに当たるか，報告されたすべての U-Ym が同じものであるかの問題もある．したがって，U-Ym の給源についてはさらに検討を行う必要がある．

U-Ym の年代は，AT と Aso-4 間の堆積速度を一定と仮定して，最近の両火山灰の絶対年代で再計算しても，36.4-57.4 ka となる．しかし，上記のようにより古い年代が推定されたことから，日本海の堆積物の堆積速度は，AT－Aso-4 間で一定ではなく，Aso-4（ステージ 5.2）と To（ステージ 3.3）の間の方が，To と AT（ステージ 3.1）よりも速かったことを示唆している．東アジア夏のモンスーン変動による降水量変化による陸源細粒物質の供給量や偏西風の変動による大気経由の細粒物質（風成塵）の供給量のより大きい時間スケールでの変化が，このような堆積速度の変化に影響を及ぼしていた可能性がある．

O-25

U-Ym テフラの起源と対比

千鍾華, 池原研 (産総研·海洋)

Jong Hwa CHUN, Ken IKEHARA: Source and correlation of the U-Ym tephra based on chemical composition, distribution, and microtexture of vesicles

The U-Ym tephra was discovered between the AT and Aso-4 tephras in marine core sediments of the Yamato Basin. Refractive indices and mineral composition data from this tephra support a trachytic volcano source.

During sedimentological and geophysical studies around Ulleung Island, the Ulleung Basin, and the Korea Plateau, new information was obtained about the submarine SKP volcano in the Korea Pltaeau, but until recently little was known about eruptive characteristics. However, two trachytic tephras newly found between the AT and Aso-4 tephras. A scoria-bearing, bimodal, lapilli tephras, informally named the "SKP-I and SKP-II tephras' is maximum 89 cm thick. Major element of pumice shards show high alkali (12.36-15.16 wt%) and low silica (59.53-62.78 wt%) contents indicating similarity of source magma property to Ulleung volcano. Microtexture of vesicles, however, shows coalescing of bubbles, distorted circular form, and highly fractured circular form, which is easily distinguished from the elongated circular form of the Ulleung tephras sheard by higher flow rate within the rising magma. Thick walls between vesicles and hydrothermal cracks indicate that the SKP tephras were formed under high hydrostatic pressure condition during explosive eruptions. The bimodal grain size distribution of the SKP tephras suggest that difference of relative terminal velocity for pumiceous lapilli, scoria, and rock fragments is lower under aqueous conditions than those of aerial conditions. These are common feature proximal SKP tephras to the SKP volcano. The SKP tephras floated and drifted with surface current before sinking back to the seafloor. The distribution of SKP tephra is still poorly known, but based on its source area and occurrence in the Ulleung Basin and the Korea Plateau, it should be widespread across the Yamato Basin.

The U-Ym tephra previously recognized in cores GH89-2-27, GH89-2-28, and GH90-511 from the Yamato Basin. Three tephras, To, SAN1, and U-Ym tephra were successively identified between the AT and Aso-4 tephras. Geochemical analyses of the U-Ym tephra show high alkali (14.93-16.0 wt%) and low silica (58.34-59.77 wt%) contents. TiO_2 (0.06-0.12 wt%) MgO (0.03-0.14 wt%), and CaO (0.87-1.23 wt%) contents of the U-Ym tephra are

slightly lower than those of the Ulleung tephras, whereas FeO^* contents are slightly high (3.43-3.49 wt%). Backscattered image data provides evidence for a microtexture of vesicles. The pumiceous glass fragments (less than 100 μm) of the U-Ym tephra show, in particular, coalescing of bubbles and distorted circular. These do not have typical elongated circular vesicles originated from explosive eruptions of subaerial Ulleung volcano. In particular, the Ulleung tephras between the AT and Aso-4 tephras did not observe the cores, even around Ulleung Island. The data point to the need for reconsideration of source volcano of the U-Ym tephra. Combined compositional, stratigraphical, and microtextural data of the U-Ym tephra are consistent with derivation of SKP source. The U-Ym tephra may be unrelated to explosive eruptions of Ulleung volcano.

O-26

尾瀬ヶ原中田代竜宮付近における泥炭地の拡大

相馬秀廣・坂本直樹（奈良女子大）・深澤優子（奈良女子大・院）・阪口　豊（東大名誉教授）・中村正信・田澤雄二・松本　博・廣瀬昌憲・荻野晃也（京都大学大学院）・中西利典（京都大学・院）
H.SOHMA, N.SAKAMOTO, Y.FUKAZAWA (Nara Women's Univ.), Y.SAKAGUCHI(Prof. Emeritus Univ. Tokyo), M.NAKAMURA, Y.TAZAWA, H.MATSUMOTO, M.HIROSE, K.OBINO, and T.NAKANISHI(Kyoto Univ.)：Spreading of a Peatland：in case of the southern margin at the raised bog, Naka-tasiro "Ryuguu", Ozegahara, Japan

1．はじめに

泥炭地は，花粉や珪藻などの環境変化を反映した各種微化石の包含層であるが，同時に，池溏やケルミーシュレンケ複合体などの微地形形成を含めて，泥炭地の地形自体も環境変化を反映したものである．この点に関連して，従来，泥炭地（含む湿原）の形成・拡大の実態については，尾瀬ヶ原（Sakaguchi・Sohma，1982）や知床半島など（相馬，1984，1992）を除くと，ほとんど検討されていない．最近，尾瀬ヶ原下田代では（図1），^{14}C年代測定値などにより，6,600年前頃から泥炭地化し，その後4,000年前頃には，約1.1km先の孤立林まで斜面上を拡大したことが明らかにされ，泥炭地拡大の原因は沼沢化によるものと解釈されている（図2．阪口・相馬，1999a）．

この解釈が妥当であれば，山麓側斜面へ拡大した尾瀬ヶ原の他泥炭地でも，同様な結果が得られるはずである．この点を検証する目的で，現在，中田代東部の竜宮付近から南側の山麓斜面にかけて発達した泥炭地で採取した泥炭層を，京都大学の質量加速器を用いて^{14}C年代測定を実施している．発表では，尾瀬ヶ原での最近の研究成果を紹介するとともに，年代測定結果を基に上述の解釈の妥当性を検討し，その時代的意義にも言及する．

2．竜宮南測線・試料採取

尾瀬ヶ原は，通常，原を貫流する河川により，沼尻川以北を下田代，沼尻川と上の大堀川との間を中田代，上の大堀川以北を上田代と呼ばれる．中田代は，下の大堀川を境として，東側の「中田代」と西側の「西中田代」に区分される（阪口・相馬，1999b）．中田代東部，竜宮（地下水の吸収口・湧出口）付近の木道よりも南側において，現在の泥炭地南（山側）縁から泥炭地内へ測線を設定し（竜宮南測線と仮称），水糸とコンベックスによる簡易地形測量，ヒラー式泥炭採取器と検土杖による堆積物の観察・採取を行った．

3．竜宮南測線の泥炭層

図3は，竜宮南測線沿いの泥炭地の微地形，および，肉眼観察によるテフラ，流入無機物層など分布状況である．図3から，泥炭地は6世紀のFP・FAテフラ降下以前には，現在の泥炭地縁よりもさらに山地側まで拡大していたこと，浅間-Bテフラ降下後まもなく山地側から土砂が流入し，泥炭地が中心側へ大きく縮小したこと，そして，その後再び泥炭地が山側へ拡大したことなどが判明する（相馬・阪口，1999）．さらに，通称「タラコ」（浅間-D1テフラに対比され，中田代中央部における^{14}C年代測定値から5,000年前頃の降下：Sakaguchi et al.,1982）の分布深度から，測線付近では，5,000年前頃に泥炭地が急速に山地側へ拡大したことが推察される．発表では，94-1（基点から5m）地点および94-4（同，200m）地点の泥炭層の^{14}C年代測定値などについて報告する予定である．

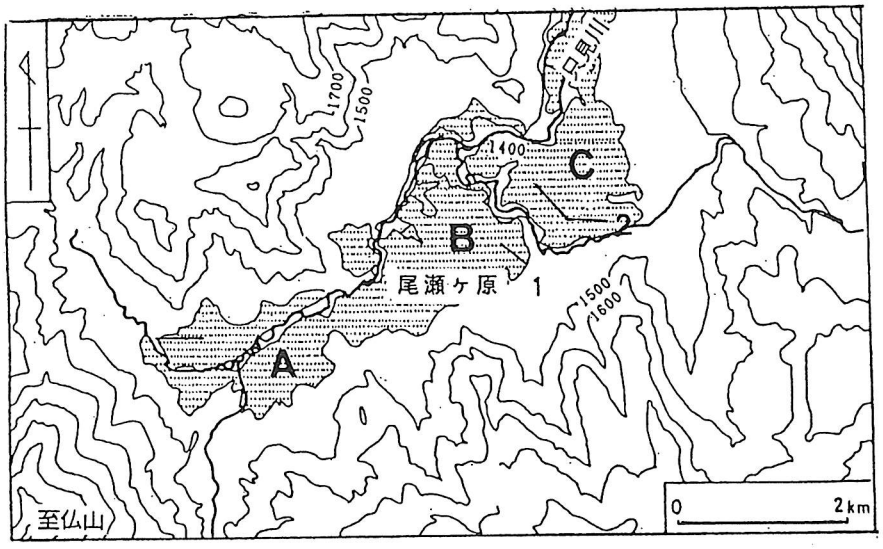


図1．尾瀬ヶ原

A：上田代　B：中田代　C：下田代　1：竜宮南測線　2：南下田代東西測線

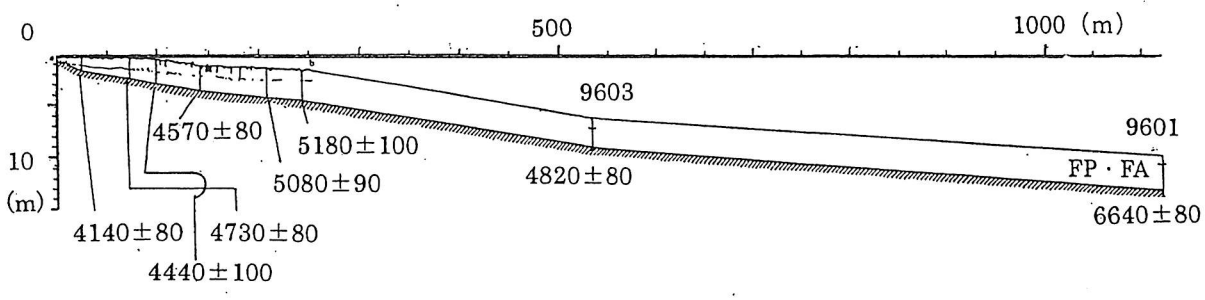


図2．南下田代東西測線の地形・地質断面（阪口・相馬，1999を一部改変）

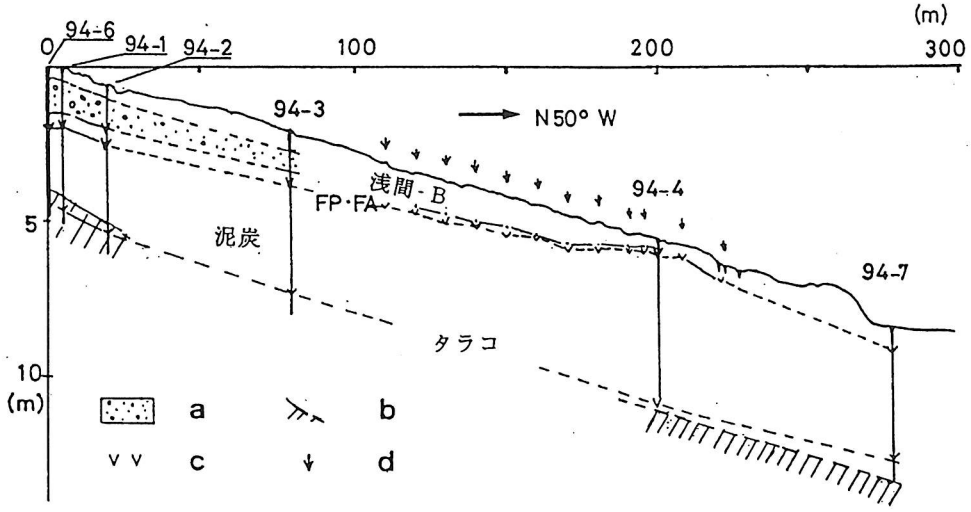


図3．竜宮南測線の地形・地質断面

a：無機物層　b：泥炭層の基底　c：テフラ　d：検土杖による調査地点

O-27

粒度組成と堆積速度，およびその時間変化からみた濃尾平野完新統の堆積プロセス

山口正秋・須貝俊彦（東京大・新領域）・藤原　治（ＪＮＣ東濃地科学センター）・鎌滝孝信（産総研・活断層研究センター）・大森博雄（東京大・新領域）・杉山雄一（産総研・活断層研究センター）

Masaaki Yamaguchi, Toshihiko Sugai, Osamu Fujiwara, Takanobu Kamataki, Hiroo Ohmori, Yuichi Sugiyama; **Holocene depositional process of the Nobi Plain, Central Japan, reconstructed from particle size distribution, accumulation rate, and its temporal variations**

１．はじめに：定量的かつダイナミックに沖積低地の形成プロセスを明らかにするためには，^{14}C 年代値を充実させて高分解能の時間軸を入れ，堆積速度や粒度組成などの時間変化を検討する必要がある．本発表では，代表的な沖積低地の一つである濃尾平野で掘削されたボーリングコアの粒度組成と堆積速度，およびその時間変化の関係からみた本平野の堆積プロセスについて報告する．

２．方法：完新統を貫く 2 本のボーリングコア（KZ および OY）（図１）から 10cm おきに採取した計 655 サンプルについて，レーザー回折・散乱法による粒度分析を行った．さらに計 49 試料の^{14}C 年代値から作成された 2 本のコアの詳細な堆積曲線から堆積速度や粒度組成の時系列的変化を明らかにし，それらの関係について検討した．

３．結果と考察：①各コアの完新統および最上部更新統は，これまでの一般的な沖積層の層序区分である基底礫層，下部泥砂層，中部泥層，上部砂層，最上部泥砂層に対応する BG，LSM，MM，US，TSM の堆積ユニットからなる．今回それらを粒度組成（とくに粒径や淘汰度の変化）にもとづいてさらに 12 のユニットに細分した（図２）．ここで淘汰度は 25 パーセンタイルと 75 パーセンタイルの差や標準偏差（standard deviation）から知ることができる。細分された各ユニットのうち海進期の堆積ユニットである LSM は淘汰の悪い泥質砂層 LSM-Ⅱと泥層 LSM-Ⅲとの互層をなしており，一部細粒物が少なく淘汰の良い砂層 LSM-Ⅰを挟在する．それを覆う内湾堆積物 MM-Ⅰは淘汰の悪い泥層で，砂をほとんど含まない．また粒度組成は深度方向にほとんど変化しない．その上位のデルタの堆積ユニット US は，下位より淘汰の悪い砂質シルト層 US-Ⅲ，上方むけて fluctuation しながら粗粒化し，細粒物が少なく淘汰がよくなる US-Ⅱ，細粒物が少なく淘汰の良い中粒～粗粒砂層 US-Ⅰに細分される．US-Ⅰのように細粒物が少ないユニットは河川または河口付近で流速が速く，細粒砂以下の細粒物が下流側へ流失した可能性を示唆する．デルタを覆う氾濫堆積物 TSM は，LSM と同様に淘汰の悪い泥質の砂層 TSM-Ⅱと泥層 TSM-Ⅲとの互層をなしており，一部細粒物が少なく淘汰の良い砂層 TSM-Ⅰを挟在する．

② 多数の試料の ^{14}C 年代と粒度分析によって過去約１万２千年間の，平均約 500 年間隔の堆積速度変化，および平均約 40 年間隔の粒度組成変化が明らかになった（図３）．これによれば，プログラデーションするデルタフロントの到達・通過（海津コアでは約 4.2 cal.ka）に伴って US-Ⅲおよび US-Ⅱが非常に速く（約 53mm/yr）かつ短期間（約 200 年間）に堆積し，その後デルタ最上部の US-Ⅰから氾濫堆積物 TSM にかけてゆっくり（約３mm/yr）堆積する．このようなコア上部に見られる堆積速度の変化は，海水準などに規定されて上方に累重できない土砂がデルタ前面に付加する，プログラデーションする堆積体の特徴を示すものと考えられる．これに対して，そのほかの堆積ユニット，LSM から MM-Ⅰにかけては粒径と堆積速度との間には比較的高い正の相関が認められる（図３）．

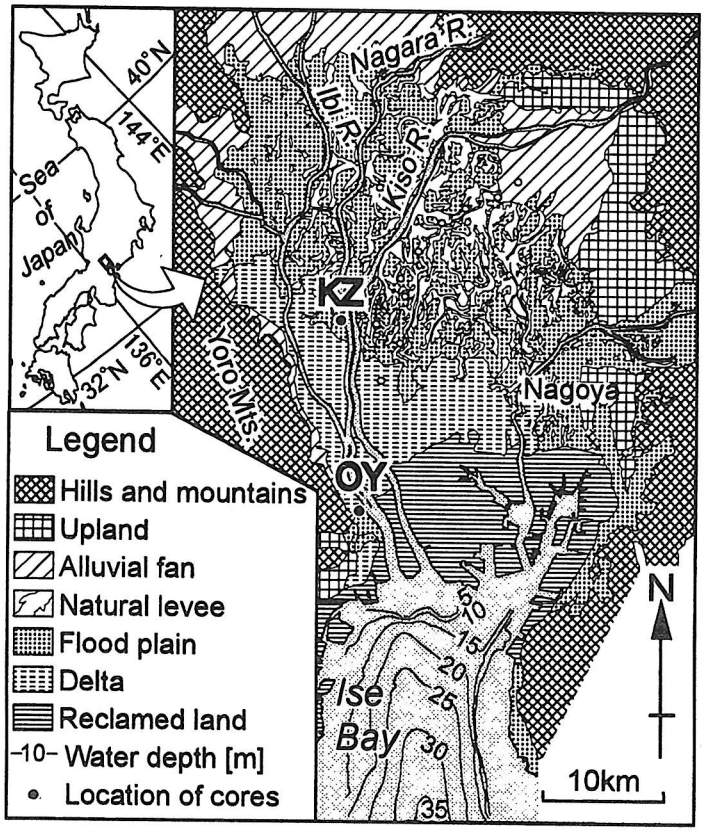


図１　研究対象地域およびボーリング位置

Fig.1 Study area and location of cores

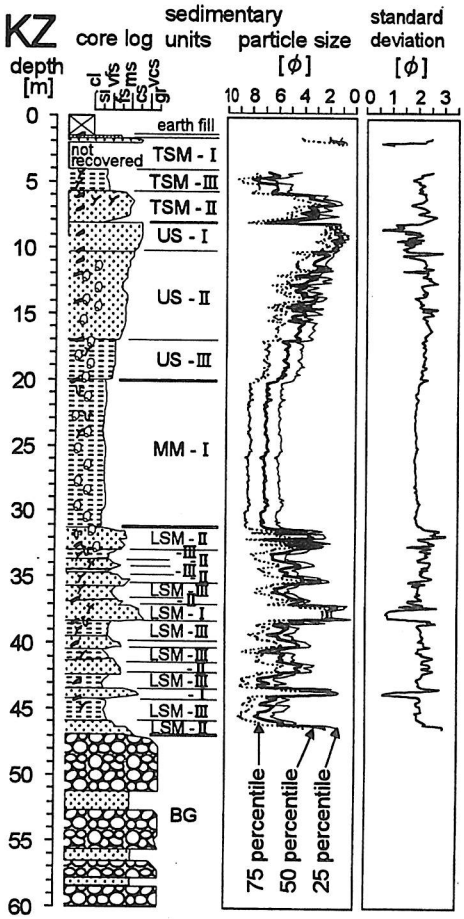


図２　KZコアの柱状図

Fig.2 Core log of KZ core

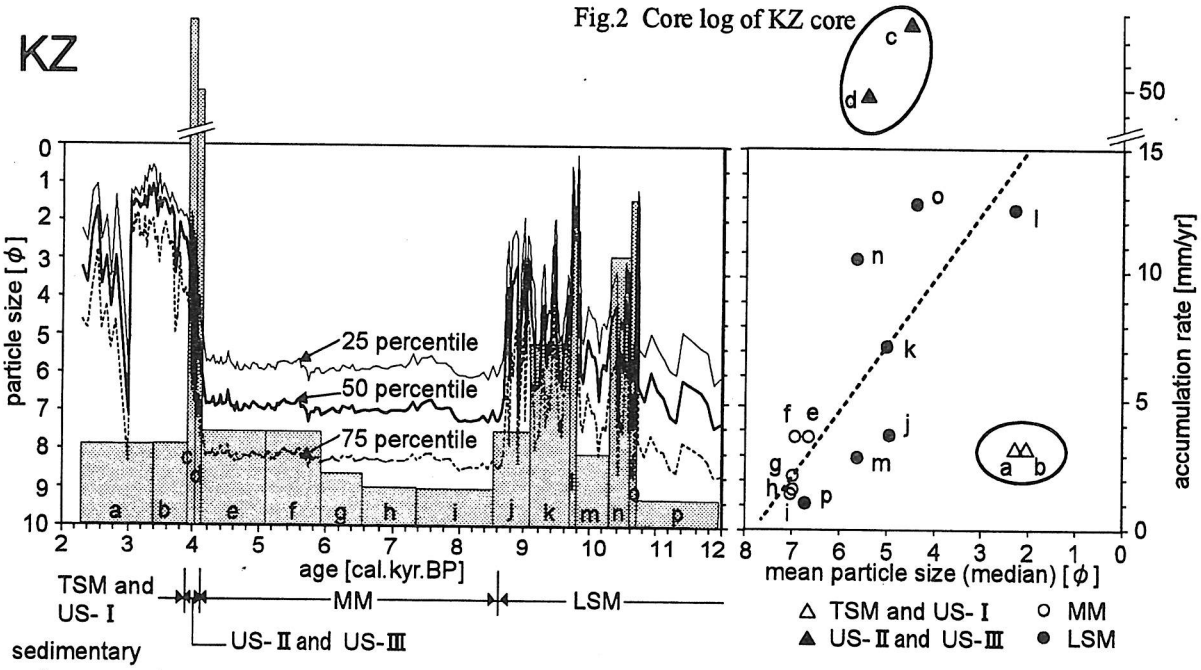


図3　KZコアの堆積速度と粒度組成の時間変化

Fig.3 Temporal changes of accumulation rate and particle size of KZ core

O-28

完新世後期におけるオホーツク海南西部の海底環境
-フランボイダルパイライトの深度変化にもとづく検討-

小森 次郎・福澤 仁之（東京都立大学）

Jiro KOMORI, Hitoshi FUKUSAWA: Late Holocene submarine environment in the southwestern Okhotsk Sea - reconstruction based on the vertical variation of framboidal pyrite -

1．はじめに

オホーツク海南西部で採取されたコア試料にはフランボイダルパイライトが認められる．フランボイダルパイライトの性状変化は堆積環境，特に水柱から堆積物上部における酸化還元環境の変化を反映しており(Wilkin et al.,1996 など)，この深度変化を堆積物コア試料において連続的に把握することで過去の海底環境の変遷を復元できる可能性がある．ここでは，フランボイダルパイライトの量や形状の変化，および機器分析結果にもとづいたオホーツク海南西部における過去約3000年間の海底環境の復元について報告する．

2．試料

分析には産業技術総合研究所による GH00, 01 調査航海によって採取された堆積物コア試料を供した．コアは全体に未固結のオリーブ黒～オリーブ灰シルト質粘土である．**GH01-1011 コア-** 採取地:知床ウトロ沖水深 778 m. 全長:506.7 cm. 砂質シルトの薄層を数枚挟在する．貝片の ^{14}C 年代にもとづくとコア下底の堆積年代は，約 2900 年前に相当する．**GH00-1006 コア-** 採取地:北見大和堆東側水深 1348 m. 全長:372.0 cm. コア中部に不明瞭・不連続なラミナが散在する．

3．分析方法

スメアスライドの観察: 10～5 cm ごとにスミアスライドを作製して，光学顕微鏡(200～400 倍)で検鏡した．特に破損していない遺骸のうち，フランボイダルパイライトを包有する中心目珪藻の数をカウント(100～200 個)して，さらに次の式で試料中のフランボイダルパイライトの量を求めた．

ﾌﾗﾝﾎﾞｲﾀﾞﾙﾊﾟｲﾗｲﾄ包有度 FPHR(Framboidal Pyrite Holding Rate)＝
ﾌﾗﾝﾎﾞｲﾀﾞﾙﾊﾟｲﾗｲﾄを包有する中心目珪藻の数 ／ カウントした全中心目珪藻殻の数

さらに，GH01-1011 コアのフランボイダルパイライトの粒径変化を把握するために，光学顕微鏡(1000 倍)の接眼マイクロメーターによって房の粒径を測定した．測定数は 100cm 以深で 100 粒以上，それ以浅は粒子が少ないことから 50 粒以上とした．

全硫黄量の測定: 深度約 2.3cm ごとに乾燥・粉末化したバルク試料をペレット状に整形し，エネルギー分散型蛍光 X 線分析装置(Rayny EDX-700)を用いて検量線法により全硫黄量を定量した．

電子顕微鏡による観察: フランボイダルパイライトの表面構造を把握するために，スライドグラス上で常温乾燥させた試料を電子顕微鏡(日本電子 JSM-5200, 通常 3000～20000 倍を使用)によって観察した．

4．結果と考察

フランボイダルパイライト包有度の変化と蛍光 X 線分析で求められた全硫黄量の変動は良い相関を示した(図１)．これは，スメアスライドの半定量的な観察によって，

堆積物中の硫黄量の変動傾向を見積もることができることを示す．コア上部と下部のフランボイダルパイライトの房の表面はコア中部と比べて凹凸が目立ち(図 2)，房の粒径はコア上部と下部でやや粗粒で粒径の淘汰も悪い(図 1)．このことは，深度を増すごとにフランボイダルパイライトが大きく成長を続けているわけではないことを示す．また，①粒径が細かく淘汰が良いフランボイダルパイライトは，粗粒で淘汰の悪いそれよりも貧酸素的な環境で形成されることがあり(Wilkin et al.,1996)，GH01-1011 コアの中部は上下と比較して細粒で淘汰が良いこと．②コアの中部は上下と比較してフランボイダルパイライトの包有度が高い層準にあたること．以上の二点から判断すると，GH01-1011 コア中部の堆積当時はコア上下と比較して，より還元的な環境であったと考えられる．これらの値が大きく変化する深度 100～150cm 付近より上位で底生有孔虫の還元環境を示す種が激減すること(吉本・長谷川，2002)も，この考えを強く支持する．ここで認められたフランボイダルパイライトの多い層準は約 2600 年前から 800 年前に相当する．また，GH00-1006 コアでも概ね同じ傾向が現れていることから，この変化はオホーツク海南西部の海底環境の変化を示していると考えられる．

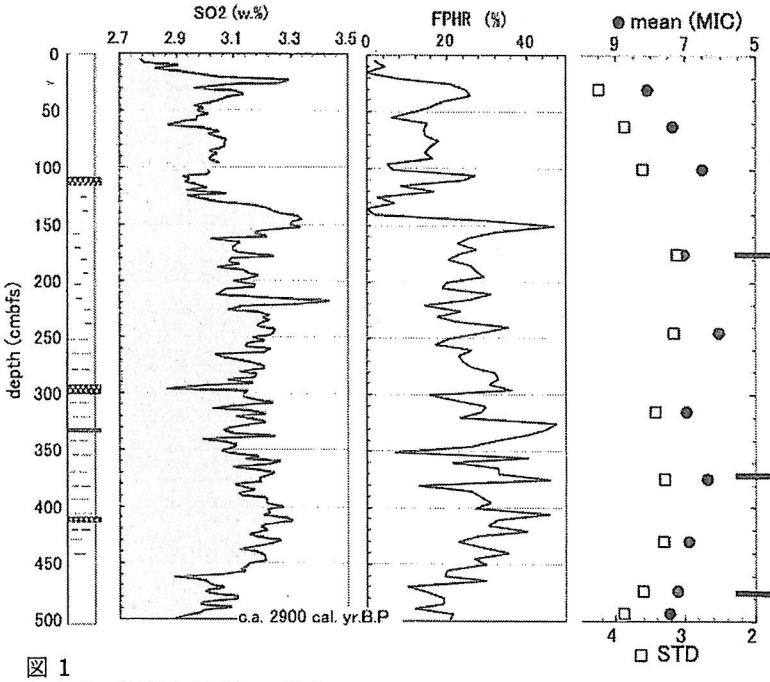


図 1
左から GH01-1011 コアの柱状図，全硫黄量，フランボイダルパイライトを包有する中心目珪藻の割合(FPHR フランボイダルパイライト包有度)，およびフランボイダルパイライトの房の粒径の平均値(●．単位 μm)・淘汰度(□)．平均粒径と淘汰度は軸が反転していることに注意．

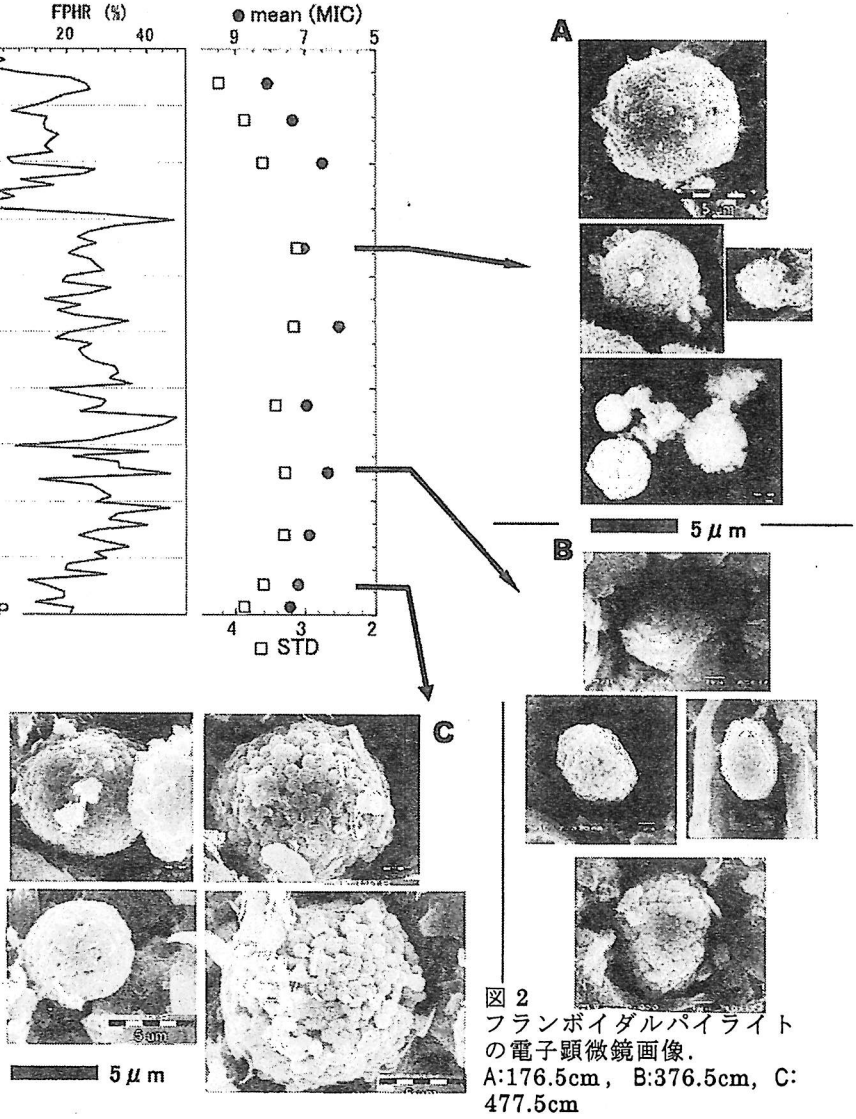


図 2
フランボイダルパイライトの電子顕微鏡画像．
A:176.5cm，B:376.5cm，C:477.5cm

O-29

宮崎県北部，延岡周辺の溺れ谷低地における完新世相対的海水準変動

大平明夫（宮崎大）・松島義章（神奈川県立生命の星・地球博物館）

Akio OHIRA and Yoshiaki MATSUSHIMA: Holocene environmental changes and relative sea-level changes at the valley-bottom plains around Nobeoka, east coast of Kyusyu

九州東岸，宮崎県北部の日向市から延岡市にかけての地域には，日向灘に面して小規模な溺れ谷低地が多数存在する．これらの溺れ谷低地は，海水準変動の影響を受けながら，縄文海進最盛期以降に埋積されたと考えられる．今回，延岡周辺の溺れ谷低地の堆積物を分析し，完新世中期から後期の環境変遷と相対的海水準変動について検討した．調査地域は，延岡市南部の沖田川低地と同市北部の稲葉崎低地（祝子川・北川間の低地）である．

合計 23 地点（沖田川低地で 18 地点，稲葉崎低地で 5 地点）でハンドボーリング調査を行い，うち 14 地点で海成堆積物を観察・採取した（図１）．沖積層の最上部は，貝類化石を多数含む潮間帯（干潟）堆積物を陸成（河成・氾濫）堆積物が覆う構造となっている．OK12 地点の標高-3m付近の火山灰層を分析した結果， K-Ah テフラに由来する火山ガラスが多数含まれていることが明らかとなった．

沖田川低地の OK7・OK12 地点と稲葉崎低地の IN5 地点では，採取部口径 6cm のハンドオーガーを使用し，貝類化石分析用の堆積物を採取した．同定された貝類化石は，巻貝類 26 種，角貝類 1 種，二枚貝類 21 種の合計 48 種で，そのすべてが内湾性種で占められていた．特に，沖田川低地の堆積物から得られた内湾性貝類は，内湾泥底群集（イヨスダレ，ウラカガミなど），内湾砂底群集（ハマグリ，シオヤガイなど），干潟群集（イボウミニナ，カモノアシガキなど）が混合したものであり，完新世海水準変動に伴う環境変遷を経験した小規模な溺れ谷低地の貝類群集の典型的な特徴を示していた．

潮間帯に生息する貝類化石などを試料として合計16点のＡＭＳ^{14}Ｃ年代測定を行った．その結果を較正年代ー標高分布図（図２）に示す．延岡市土々呂（ととろ）における大潮時の平均潮位差が約1.6mであることを考慮し，海成層上限付近の較正年代値と産出高度等に基づいて，旧海水準（過去の平均海面）を推定した．旧海水準は，7,000年前頃に標高-1～-2mに，6,500～6,000年前頃と4,700年前頃に標高±0～-1mに，3,000年前頃には標高+1～±0mに，2,200年前頃には標高-1m付近にあったと推定された．

延岡周辺における完新世中期の海水準高度は，宮崎平野と日南海岸の同位体ステージ１の海水準高度がそれぞれ標高+6～+8mと+9m（長岡ほか，1991b；前杢，1992）に達するのと対照的であり，この地域が完新世に安定もしくは若干沈降していることを示唆している．宮崎平野から日南海岸における完新世の隆起は，非地震性であり，褶曲運動（背斜状の変動）による（長岡ほか，1991a；前杢，1992）とされているが，宮崎県北部ではその影響は少ないと判断される．

［文献］

長岡ほか（1991a, 1991b）月刊地球 号外 3，第四紀研究 30，前杢（1992）第四紀研究 31

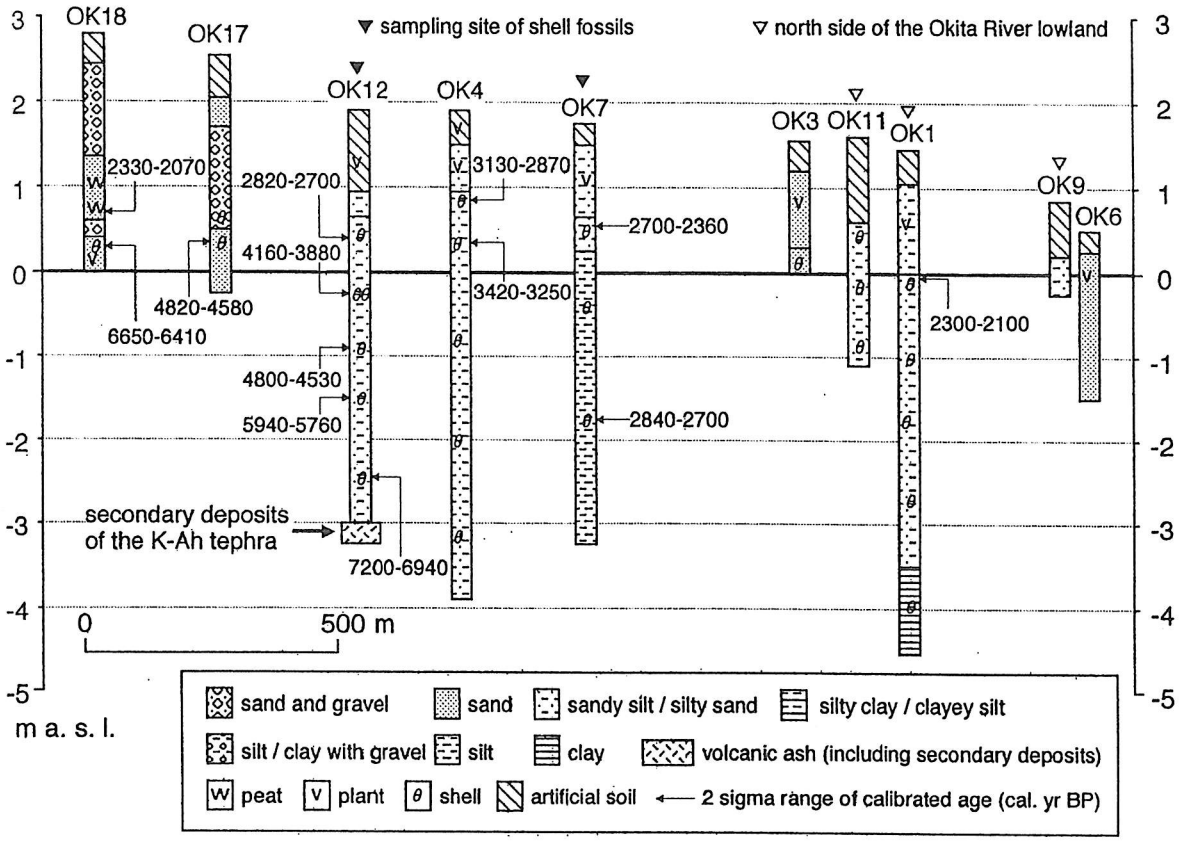


図１　沖田川低地の地質柱状図

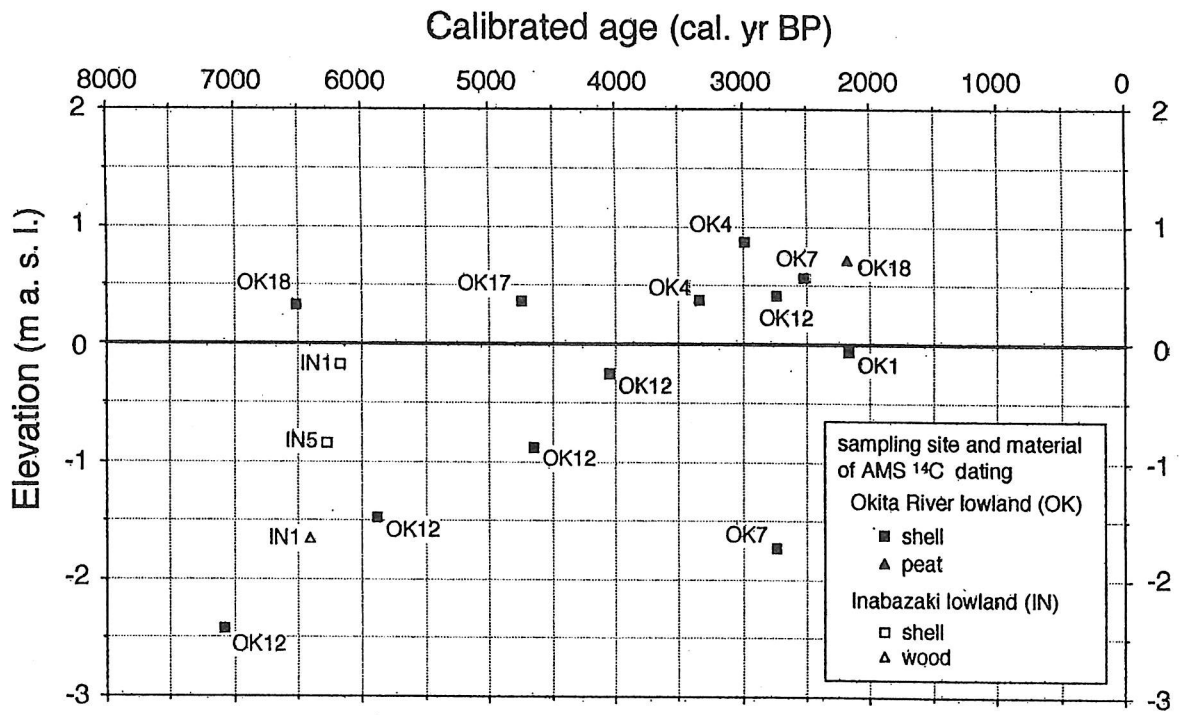


図２　較正年代ー標高分布図

O-30

古地磁気層序および広域テフラ対比に基づく長野県南部，伊那層群の年代層序

菅沼悠介（東京大学海洋研究所），白井正明（東京大学海洋研究所）

Yusuke SUGANUMA, Masaaki SHIRAI: Chrono-stratigraphy of the Ina Group, Central Japan based on magnetostratigraphy and correlation of volcanic ash layers with widespread Pleistocene tephras

伊那層群は長野県南部伊那盆地に分布する砂礫を主とする陸成層であり，下位より，最下部層，伊那層，久米層に区分されている（松島，1995）．伊那層は更に凝灰角礫岩層のミソベタ部層を境に下部層と上部層に細分されている．伊那層群の年代はこれまで植物化石や層序対比により推定されてきたが，未だ不明な点が多く残されていた．そこで演者らは，伊那層群の堆積年代の推定を目的として，伊那層群の古地磁気層序構築と，同層に挟在されるテフラの広域テフラとの対比を行った．

伊那層群中の 7 層準から定方位円柱状試料を採取し，熱消磁実験および古地磁気測定を行った．その結果，最上位にあたる久米層の 1 層準（久米火山灰）は正帯磁を示し，残るすべての層準は逆帯磁を示した（表 1）．また諏訪地方にはミソベタ部層に対比される塩嶺累層が分布し，最近その古地磁気層序と年代が再検討されている（三輪・星，2002）．塩嶺累層との対比に基づくと，伊那層群から見出された逆→正の古地磁気極性変化は，オルドバイ正サブクロンより上位のマツヤマ逆クロン→ブルーン正クロンに対応する．従って，少なくとも試料採取層準最下位より上位は更新世の堆積物であること，ミソベタ部層が 1.44 Ma より上位の堆積物であることが明らかになった．

伊那層中に挟在される 6 枚のテフラ（下位より富田 2 火山灰，富田 1 火山灰，小林火山灰，堀越火山灰，袖ヶ洞火山灰，久米火山灰）の層相の観察，岩石学的特徴の記載，および火山ガラスの主成分化学組成の測定を行った．これら各テフラの特徴と，先に古地磁気層序等により復元した伊那層群の年代に基づいて，広域テフラとの対比を行った．その結果，富田 1 火山灰が約 175 万年前に噴出したとされる恵比寿峠-福田火山灰（長橋ほか，2000）と，久米火山灰が約 60 万年前に噴出したとされる Ks18 テフラ（町田ほか，1980）と，それぞれ対比されることが明らかになった（表 2）．

以上の結果に基づき，伊那層群の堆積年代についてより正確な知見を得た．まず，伊那層下部層の富田 2 火山灰より下位に，第三紀・第四紀境界層準が存在すること，少なくとも久米火山灰より上位の久米層は更新世中期に堆積したことが示された．更に，伊那層上部層の形成に関係が深い赤石山脈の本格的な隆起が 180－100 万年前に開始したこと，また久米層の形成に関係が深い木曽山脈の本格的な隆起が約 60 万年前に開始したことが推定された（図 1）．

文献

町田　洋・新井房夫・杉原重夫（1980）南関東と近畿の中部更新統の対比と編年．第四紀研究，19，233-261.

松島信幸（1995）伊那谷の造地形史－伊那谷の活断層と第四紀地質－．飯田市美術博物館調査報告書 3．145p.

三輪哲生・星　博幸（2002）長野県にみられる後期新生代火山岩類（塩嶺層）の古地磁気．地質学雑誌，108，28-36.

長橋良隆・里口保文・吉川周作（2000）本州中央部における鮮新－更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代．地質学雑誌，106，51-69.

表1　伊那層群の古地磁気データ．平均磁化方位は得られた試料に限り示した．

試料名	採取地	層相	試料数	偏角	伏角	極性
M1	喬木村富田	tuff	5	187.1	-35.4	R
M2	飯田市下久堅	tuff	5	189.3	-41.7	R
M3	飯田市下久堅	tuff	3	159.3	-45.1	R
M4	豊丘村源道寺	silt	3	–	–	R
M5	豊丘村堀越	sand	10	162.5	-38.9	R
M6	飯田市川路	tuff	3	–	–	R
M7	飯田市久米	tuff	3	11.7	47.7	N

表2　分析した各テフラの化学組成．主要９成分の合計値を100%として再計算した．

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	n
富田2火山灰	74.83	0.41	13.42	2.41	0.07	0.70	0.41	3.80	2.01	12
富田1火山灰	76.25	0.13	12.80	1.75	0.11	0.22	0.73	3.55	4.44	18
小林火山灰	77.54	0.16	12.71	1.00	0.14	0.31	0.78	3.49	3.89	20
袖ヶ洞火山灰	76.97	0.12	12.50	1.44	0.09	0.18	0.44	3.80	4.61	20
久米火山灰	78.26	0.23	12.07	1.23	0.08	0.38	0.96	3.48	3.33	20
鷹狩山　凝灰岩層（下部）	75.97	0.13	12.90	1.76	0.12	0.24	0.76	3.22	4.90	10
恵比寿峠火砕流堆積物（unit-B）	76.38	0.15	12.83	1.51	0.06	0.22	0.77	3.55	4.54	10
Ks18テフラ	78.53	0.21	12.04	1.02	0.06	0.32	0.91	3.48	3.42	12
大洞火砕流堆積物	76.55	0.09	12.84	1.39	0.15	0.21	0.68	3.74	4.42	10

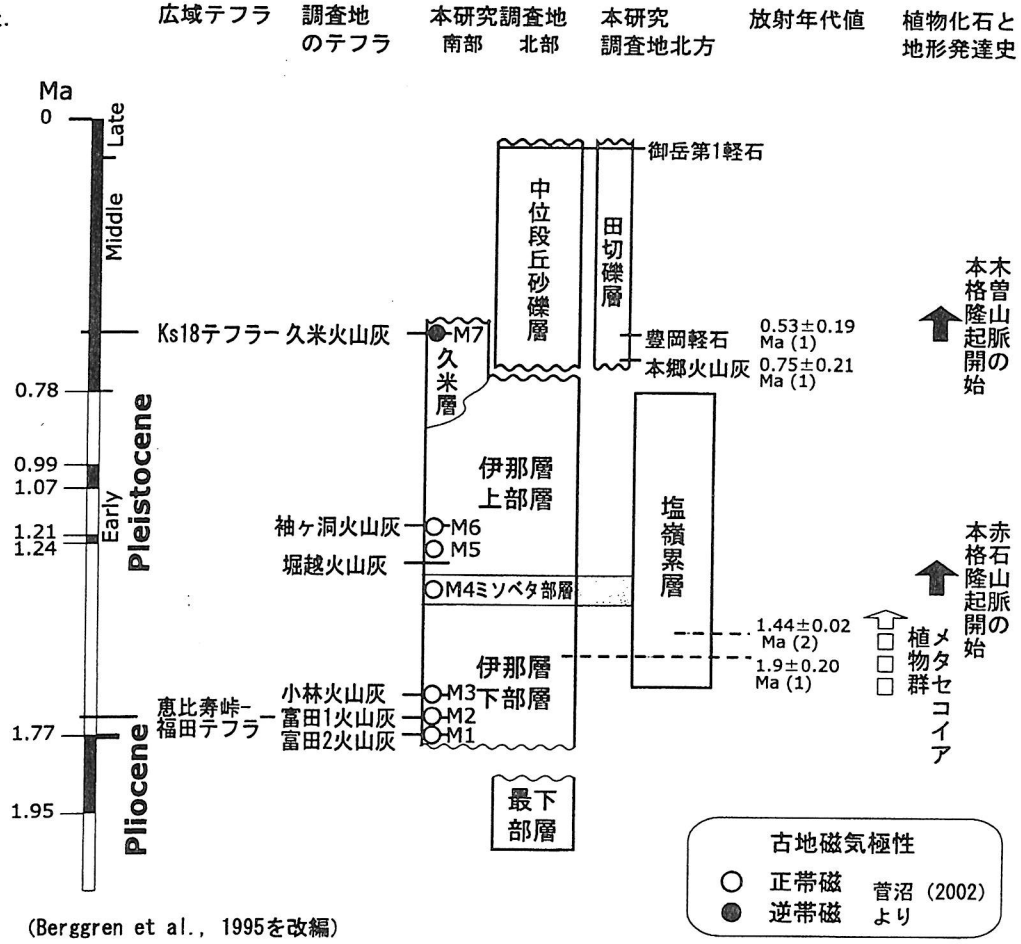


図1　松島(1995)に基づく調査地域における伊那層群の層序区分および関連する第四紀層との層序対比　放射年代値はそれぞれ（１）松島・寺平（1990），（２）内海ほか（1998）に基づく．

O-31

土壌理化学性による関東ロームの層位学的検討
第一報　関東ローム層の年代区分と化学組成

戸嶋　健一(1) 川井　伸朗(1,2) 近藤　了裕(1,3) 竹迫　紘(1)
明大農(1) ㈱クレアテラ(2) ㈱サカタのタネ(3)

(目的)

関東の丘陵、台地は関東ローム層と総称される富士・箱根火山を主たる噴出源とする厚いテフラが累積している。関東ローム層は段丘面形成と堆積ローム層を基に若い年代順に立川・武蔵野・下末吉・多摩ローム層に四区分されている。これらローム層の層界には特徴的な鍵層や土色・硬度等の変化が無いため、明瞭な層位区分が困難である。そこで、土壌理化学性を用いて、各ローム層の層位区分を明確にすること、および堆積年代の経過と化学組成の関係について検討した。

(試料・方法)

多摩丘陵Ⅱ面(川崎市多摩区)に相当する段丘面において、層位学的に立川・武蔵野・下末吉ロームが累積した土壌約 17m を 10～20cm 間隔に、多摩ロームは累積した土壌約 18m を層位別にそれぞれ採取した。風乾後、粉砕し分析試料とし、10 元素全量分析(蛍光 X 線分析装置)、全炭素(NC アナライザー)、酸性シュウ酸塩可溶遊離酸化物等の実験を行った。

(結果・考察)

富士・箱根火山噴出の玄武岩質母材に由来するテフラ中には易風化鉱物であるカンラン石や長石類に富むことが知られ、これらの主要構成元素の Ca や Mg は風化強度を反映し、立川・武蔵野ロームの境界と思われる層位で大きな較差が存在し、武蔵野ローム側で顕著に減少した。

酸性シュウ酸塩可溶の Al、Si にも同様の較差が見られた。これは比較的に堆積年代の若い立川ローム層では溶解性の高い非晶質画分(アロフェンなど)が多いが、武蔵野ローム層では粘土鉱物の結晶化(ハロイサイト)が進行し溶解性が低下したものと判断される。

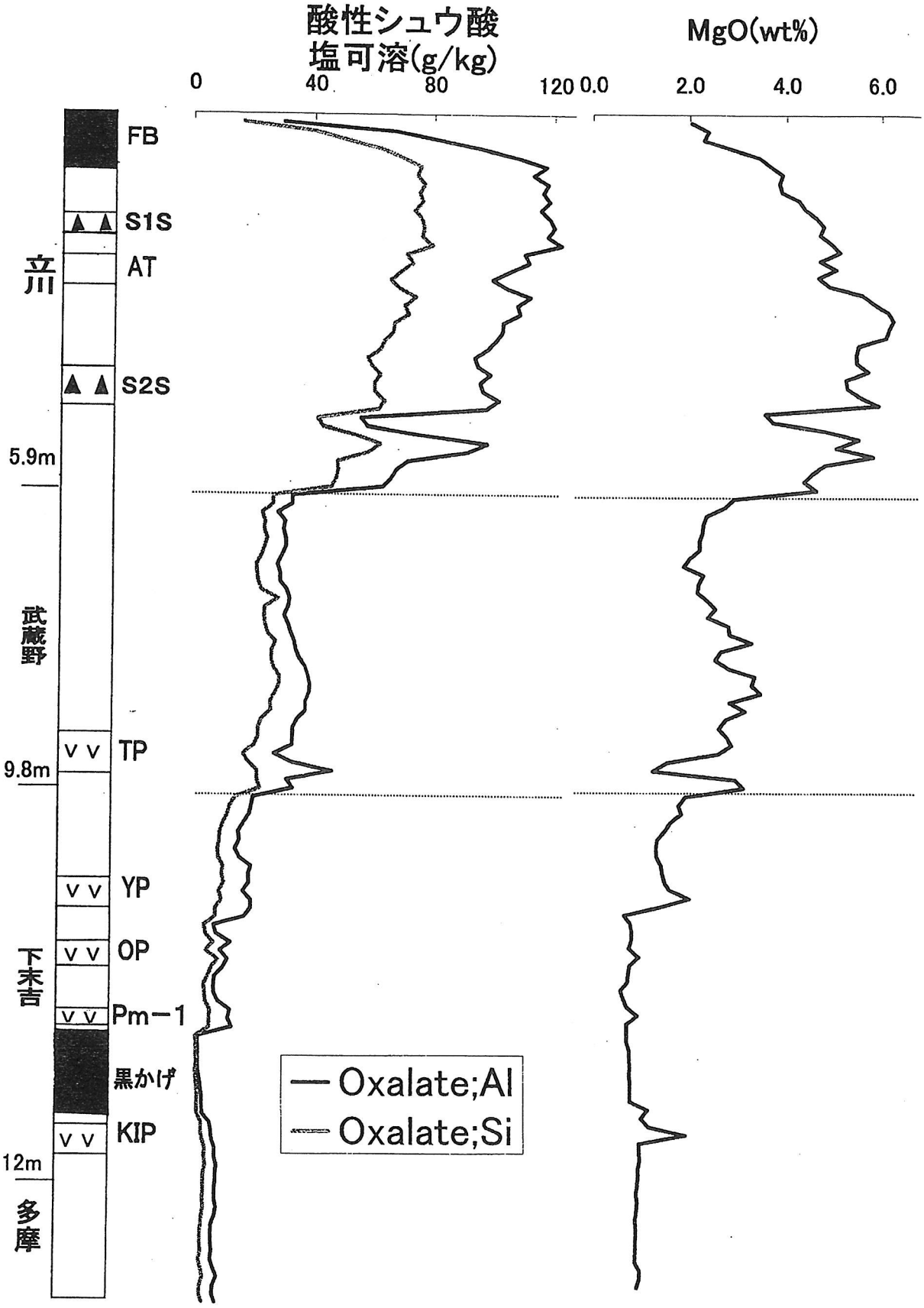
また、全炭素、ケイバン比にも同様の較差が存在することから、両ローム層界に長期にわたる火山灰降下期間の不連続性の存在が示唆される。

武蔵野・下末吉ロームの層界においては、10 元素全量分析による Mg、酸性シュウ酸塩可溶の Al、Si に較差が明確に存在した。

下末吉・多摩ロームの層界では各項目とも較差が見られなかった。

以上の結果より、立川・武蔵野・下末吉ローム層の層界には顕著な土壌理化学的較差が存在し、層位区分が明確となった。この各ローム層界には長期の風化年代の存在が示唆された。

下末吉・多摩ローム層界では、土壌理化学的較差は見られなかった。これは両ロームの長期の堆積年代に伴い、風化が著しく進行したため較差が消滅したものと考えられる。


酸性シュウ酸
塩可溶(g/kg)
0
40
80
120
MgO(wt%)
0.0
2.0
4.0
6.0
FB
S1S
AT
S2S
立川
5.9m
武蔵野
TP
9.8m
YP
OP
下末吉
Pm−1
黒かげ
KIP
12m
多摩
Oxalate;Al
Oxalate;Si

O-32

愛媛県大洲・内子盆地に分布する第四系の堆積年代

山下大輔（中央開発株式会社）・吉川周作（大阪市立大学）・塚腰　実
（大阪市立自然史博物館）・長岡信治（長崎大学）・熊原康博（広島大学）
Daisuke YAMASHITA, Shusaku YOSHIKAWA, Minoru TSUKAGOSHI, Shinji NAGAOKA, Yasuhiro KUMAHARA ; Chronological study of Quaternary on the Ozu and Uchiko basins, based on volcanic ash layers and plant fossils

はじめに　山地縁辺部に分布する粗粒な堆積物の形成過程は山地の隆起に密接に関わっていると考えられている．このため，第四系の岩相変化や堆積物をもたらした古流系，粗粒堆積物の堆積盆への流入時期などを調べることで，山地隆起史を復元する研究が行われている．また，最近では前期～中期更新世のテフラのデータが蓄積され，テフロクロノロジーの観点からそれぞれの山地の隆起年代が明らかにされつつある．

本研究では四国北西部での地殻変動を議論する上で重要と考えられる，愛媛県肱川流域の大洲・内子盆地の第四系について層序を確立し，火山灰層・植物化石を用いてその堆積年代を検討した．

第四系の層序　この地域の第四系は，三波川帯・御荷鉾帯の岩石からなる基盤岩類を不整合で覆う扇状地～河川成堆積物で，一般に砂礫層から構成されている．全層厚は約 80m 以上で，下位から順にシルト～砂主体の冨士山累層，砂礫主体の内子累層，同じく砂礫主体の大洲累層，および段丘堆積物（古田層，菅田層，廿日市層）よりなる．これらは 19 層の火山灰層と 6 層の植物化石産出層を挟在する（図１）．

火山灰層　火山灰層は側方への連続性に乏しく，レンズ状を呈するものが多い．冨士山累層から 12 層，内子累層から 1 層，大洲累層から 2 層，古田層から 4 層が産出した（図２a）．また，内子町菖蒲から産出した火山灰（大洲累層から産する）が，その特徴とフィッショントラック年代から，誓願寺ー栂火山灰直下の火砕流堆積物（約 0.6Ma）に既に対比されている（水野，2001）．

植物化石群集　植物化石産出層を下位層より P1～P6 層とした（図２a）．P1 層からヒメブナ，P2 層より上位層からはメタセコイア，ヒメバラモミ，サワラなどの他，トウヒ属，モミ属，ツガ属などの針葉樹の化石が産出した．特に P2 層，P3 層ではメタセコイアと，いわゆる「メタセコイア植物群消滅期」の構成要素であるヒメバラモミが共産する．

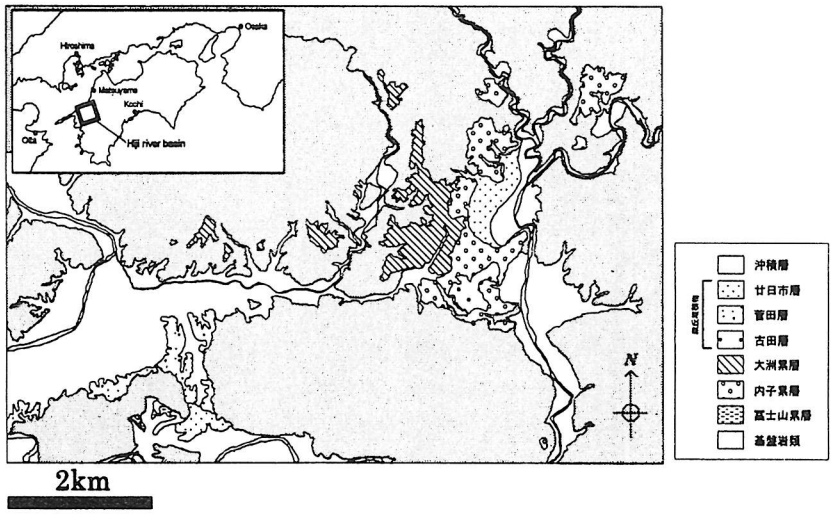


図１　大洲・内子盆地における第四系地質図

また，調査地域に隣接する郡中層（約 1.9～1.0Ma）の化石群集と比較すると，第三紀型の温暖要素や絶滅種の割合が少なく，より新期の群集組成を示すと考えられる（図2b）.

第四系の年代　火山灰層の産出層準・岩層・記載岩石学的特徴・ガラスの化学組成から対比を検討した結果，冨士山累層最上部の冨士山 12 火山灰がピンク火山灰に，古田層から産する黒内坊 3 火山灰が Aso-1 火山灰にそれぞれ類似する性質を示し，対比される可能性が高いことが明らかになった（図3）．この年代は，植物化石の群集組成から推定される年代と矛盾しない.

これらのことから，冨士山累層および内子累層下部は遅くとも 1.0Ma には堆積を開始し，大洲累層は 0.6Ma，古田層は 0.25Ma にはそれぞれ堆積していたと考えられる.

まとめ　四国山地西部では従来，地形面の比高およびその形成年代から，約 0.3Ma 以降は西側への傾動（肱川撓曲）を伴った山地側の相対的隆起が継続しているとされていた（熊原，1998 など）．しかし，隆起が開始（顕在化）した時期については明らかにされていなかった．本地域の砂礫層が四国山地西部の隆起に応じて供給されたとすれば，少なくとも 1.0Ma には既に隆起が開始していたことになる.

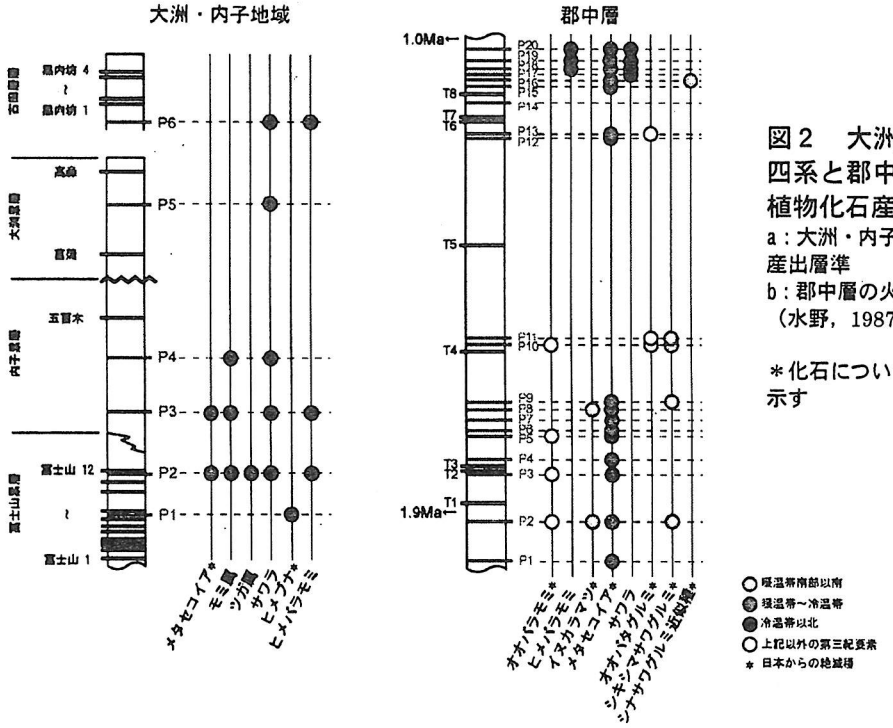


図2　大洲・内子盆地の第四系と郡中層の火山灰層と植物化石産出層準

a：大洲・内子地域の火山灰・化石産出層準

b：郡中層の火山灰・化石産出層準（水野，1987 に基づく）

＊化石については主なもののみを示す

Volcanic ash	Mineral composition				Glass	Refractive index	Heavy mineral composition							Refractive index
	Gl	Fl	Qtz	H.m	shape	glass(mode)	Am	Opx	Cpx	Bi	Zi	Ap	Opq	orthopyroxene (mode)
Tomisuyama12	49	45	1	5	C～Ta	1.497-1.499	59	25	11	0	*	0	4	1.699-1.715 (1.707-1.711)
Kurochibo 3L	4	69	0	26	H～Ta	1.508-1.520 (1.513-1.520)	6	41	37	0	0	0	16	1.698-1.714 (1.708-1.712)
Kurochibo 3M	0	74	1	25			0	31	44	0	0	4	22	1.704-1.715 (1.709-1.714)
Kurochibo 3U	5	79	0	16	Ha, Ca	1.504-1.520 (1.512-1.518)	0	38	53	0	0	1	9	1.699-1.719

図3　冨士山 12・黒内坊 3 火山灰の分析値

中央ヒマラヤ，古カトマンズ湖の堆積環境の変遷

O-33 酒井治孝，Mukunda Raj Paudel，林辰弥 (九州大学)，藤井理恵（岡山理科大学），矢作亘，酒井英男（富山大学），内田昌男（海技センター）
Harutaka SAKAI, Mukunda Raj Paudel, Rie FUJII, Wataru YAHAGI, Hideo SAKAI, Masao UCHIDA: Depositional environmental changes in the Paleo-Kathmandu Lake, Central Himalaya

第四紀におけるヒマラヤ山脈の上昇史と南アジアの陸上の古気候変遷史の解明を目指して，ネパールの首都カトマンズで地質調査と学術ボーリングを行った．カトマンズ盆地はレッサーヒマラヤの中央に位置し，その標高は 1280mから 1350mであり，周囲を標高 2000～2800m級の山々から取り囲まれた孤立した山間盆地である．盆地中央部で実施した最長 218mのボーリングと盆地南縁部で行った 125mのボーリングにより，総延長 540mのコアを回収した．これまでの地質調査とコアの観察・分析により，古カトマンズ湖の誕生から消滅に至る変遷史の概要が分かったので報告する．

1．湖の誕生以前　（約 95 万年前以前，Tarebhir・Lukundol 層の時代）

カトマンズ盆地南部には東西幅 2～3km の氾濫原をもった，砂礫質の古バグマティ河が蛇行しながら北から南へ流れていた．カトマンズ盆地からタライ平原に流れ出る河川は一つだけであったので，盆地の出口付近には大量の砂礫層が堆積した．第四紀の初期～約 95 万年前には，蛇行していたチャネルの周辺部に小さな湖沼や湿原が形成され，Lukundol 層が堆積した．

2．湖の誕生と湖水位の上昇（約 95～25 万年前，Kalimati・Itaiti 層の時代）

約 100 万年前に始まった前縁山地マハバーラトの上昇開始によって，南方山地から土石流や扇状地礫層が厚く堆積し，古バグマティ河が堰き止められ湖が誕生した．約 90 万年前，湖の南縁から 300m北では波浪の影響を受けないほどの水深になっていた．また 75 万年ほど前には，湖の南縁から 12km 北方でも湖成泥質堆積物の堆積が始まったが，約 58 万年前までは薄い砂層が流れ込むこともあった．その後水深は深くなり，砂の流れ込みはなくなった．

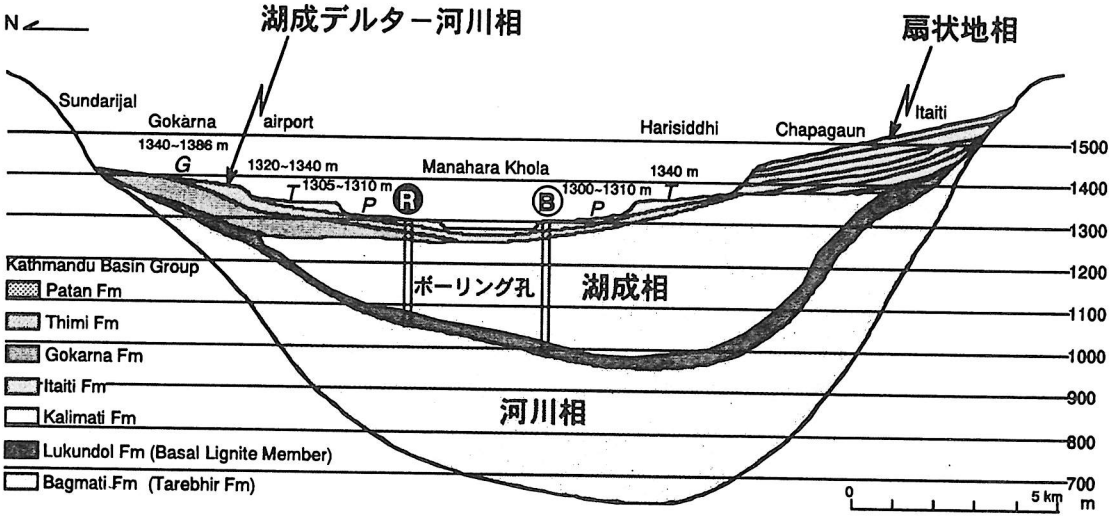
3．湖水位の低下とその後の湖水位の上昇（25 万～1.1 万年前，Kalimati・Sunakothi・Itaiti 層の時代）

約 25 万年前に湖水位は低下し，厚さ 4～6mの砂層が堆積した．この砂層には魚の歯や巻き貝の蓋，貝殻片などが多数含まれている．また酸化された赤色砂粒もあることから，水位の低下によって広範囲に浅い湖底が露出したことが想像される．砂層直上約 6mの湖成粘土層にはクンショウモ属の化石が産出するが，その上からは産出しない．これは再び水位が上昇したことを示唆している．また湖縁辺の水深が浅い部分には，波浪の影響や生物擾乱作用を受けたシルト質砂層主体の Sunakothi 層が堆積した．

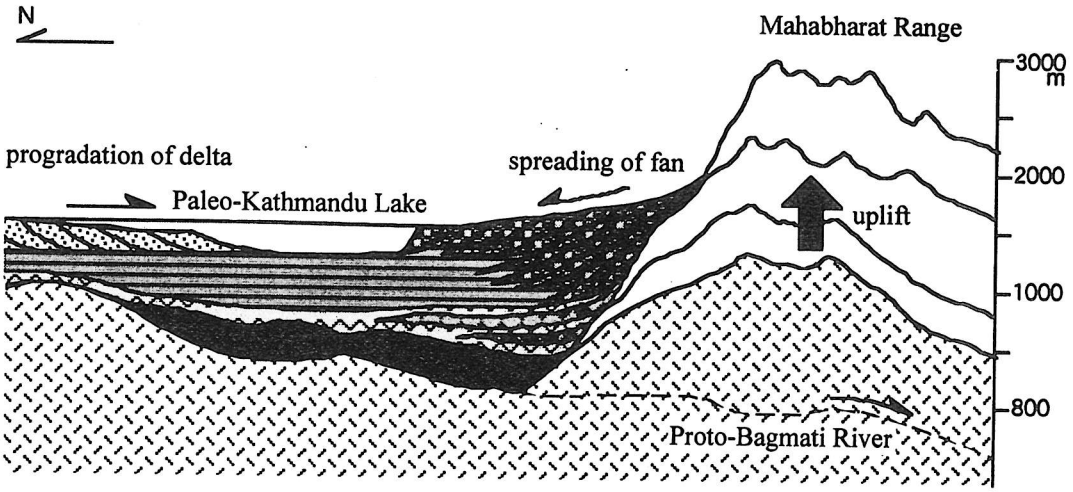
4．湖縁辺の富栄養化（25～1.1 万年前）と排水・消滅 （約 1.1 万年前）（Kalimati 層最上部とそれを浸食・被覆する Patan 層の時代）

湖は次第に富栄養化し，総有機炭素量は最大 5～7％に達すると同時に，珪藻の *Aulacoseira granulata* が増加した．北に位置するシバプリ山地から湖に流入したかこう岩質の砂は大規模な湖成デルタ（Gokarna・Thimi 層）を形成し，盆地の中央部まで前進した．約２万年前には湖の排水が始まり，約 1.1 万年前には湖は消滅し，湖成堆積物を不整合に覆って砂礫質河川成 Patan 層が堆積した．排水の引き金となったのは，盆地南部の河川層を切る Danuwargaun 断層の活動であったと推定される．

Schematic geologic cross-section of the Kathmandu Basin and drill sites



Linkage between uplift of the Mahabharat Range and deposition in the Paleo-Kathmandu Lake



O-34

花粉分析に基づくカトマンズ盆地の約 20～1.3 万年前の古気候変動

藤井理恵（岡山理科大学），酒井治孝（九州大学），矢作亘，酒井英男（富山大学），内田昌男（海洋科学技術センター）

Rie FUJII, Harutaka SAKAI, Wataru YAHAGI, Hideo SAKAI, Masao UCHIDA: Paleoclimatic changes during 200~13 ka recorded in the Kathmandu Basin based on pollen analysis

第四紀のインドモンスーンの変遷史を解明するために，中央ヒマラヤの山間盆地，カトマンズ盆地堆積物の花粉分析を行った．その結果，過去 20～1.3 万年前の古気候変遷史が明らかになった．

花粉分析は，盆地中央西よりの Rabibhawan から採取した長さ 218 m の連続ボーリングコア試料の内，深さ 90 m までは 1 m 間隔で，上部約 30 m については 10 cm 毎に行った．上部の約 11mは河成堆積物の Patan 層に，下部の有機質で泥優勢な湖成堆積物は Kalimati 層に相当する．古地磁気測定の結果，コアは全てブルネ正帯磁期の堆積物であった．その中のエクスカーションおよび花粉変遷図と ODP Site 846 から得られた酸素同位体比変動曲線との比較により，深さ 90 m は約 25 万年前に相当することが判った．また深さ 9.1～41.5 m のコアについて，約 2~3 m 間隔で ^{14}C 年代-暦年代較正を行った結果，上部約 30 m は約 13,000~35,000 cal BP に相当することが判った．

花粉変遷図の全体的な特徴は，樹木花粉ではマツ属，コナラ属が，非樹木花粉ではイネ科，ヨモギ属，アカザ科，シダ・胞子類が優勢で，その割合が周期的な変化を示すことである．花粉分析の結果から古気候を推定するために，カトマンズ盆地及びその周辺の現在の植生分布と上記の花粉群集組成の傾向から，便宜的に以下の花粉を気候の指標として用いた：マツ属，トウヒ属，モミ属，ツガ属を寒冷，コナラ属，シイ属を温暖，イネ科，ヨモギ属，アカザ科を乾燥，ハンノキ属，クマシデ属，カバノキ属を湿潤．

気候指標花粉を用いて花粉変遷図から古気候を推定した．その結果，K-8 は ODP Site 846 の底生有孔虫の酸素同位体比の MIS 7，K-7 は MIS 6，K-6 は MIS 5， K-5 は MIS 4，K-4 は MIS 3，K-3 と K-2 は MIS 2 に対応する．カトマンズ盆地は，約 12 万年前には特に温暖で湿潤な気候であったが，約 18~14 万年前と約 6.3~5.3 万年前，約 35000~19000 cal BP は寒冷で乾燥した気候であった．全体的に約 10 万年の周期で寒冷・乾燥気候と温暖・湿潤気候が繰り返している．

上部 30 m の花粉変遷図に基づき，35000~13000 cal BP の最終氷期を大きく 2 帯に区分し，さらに 5 つの亜帯に分けた．約 35~19k cal BP (K-3) は全般的に寒冷な気候が優勢であったが，約 34~32k cal BP（K-3b）にやや温暖で湿潤な気候であった．約 32~19k cal BP（K-3a）は，非常に寒冷・乾燥気候であった．最終氷期最盛期は約 24k cal BP と推定した．また，約 20~19k cal BP には，盆地は非常に乾燥した気候であった．約 19k cal BP 以降（K-2），温暖で湿潤な気候となった． ^{14}C 年代-暦年代較正の値に基づき堆積速度を求め，各深さの年代を推定した．その結果，温暖期には約 370~670 年の間隔で，寒冷期には約 1000~2800 年の間隔で周期的な変動をしていることが明らかとなった．

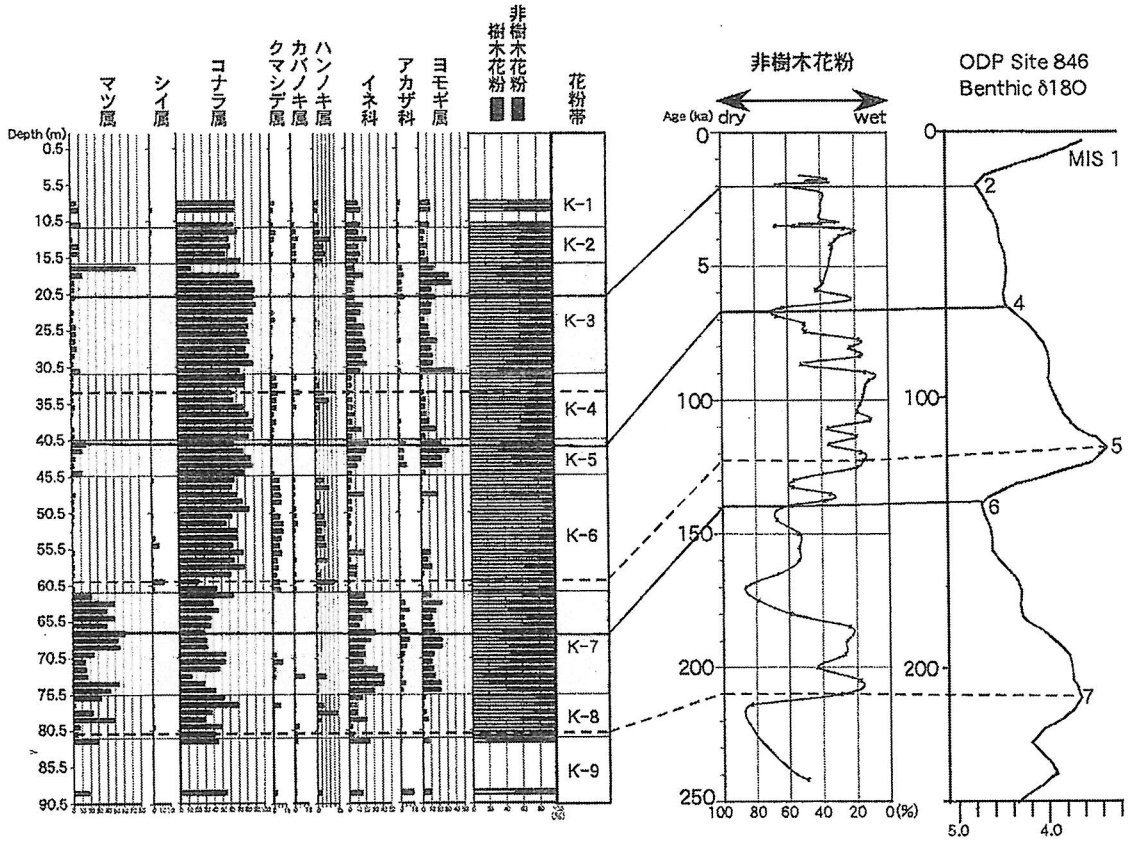


図1　長さ218 mコアの90mまでの花粉分析から得られた花粉変遷図と，縦軸を年代に置き換えた非樹木花粉の変動曲線とODP Site 846から得られた酸素同位体比変動曲線（Kennett et al., 2003）との比較

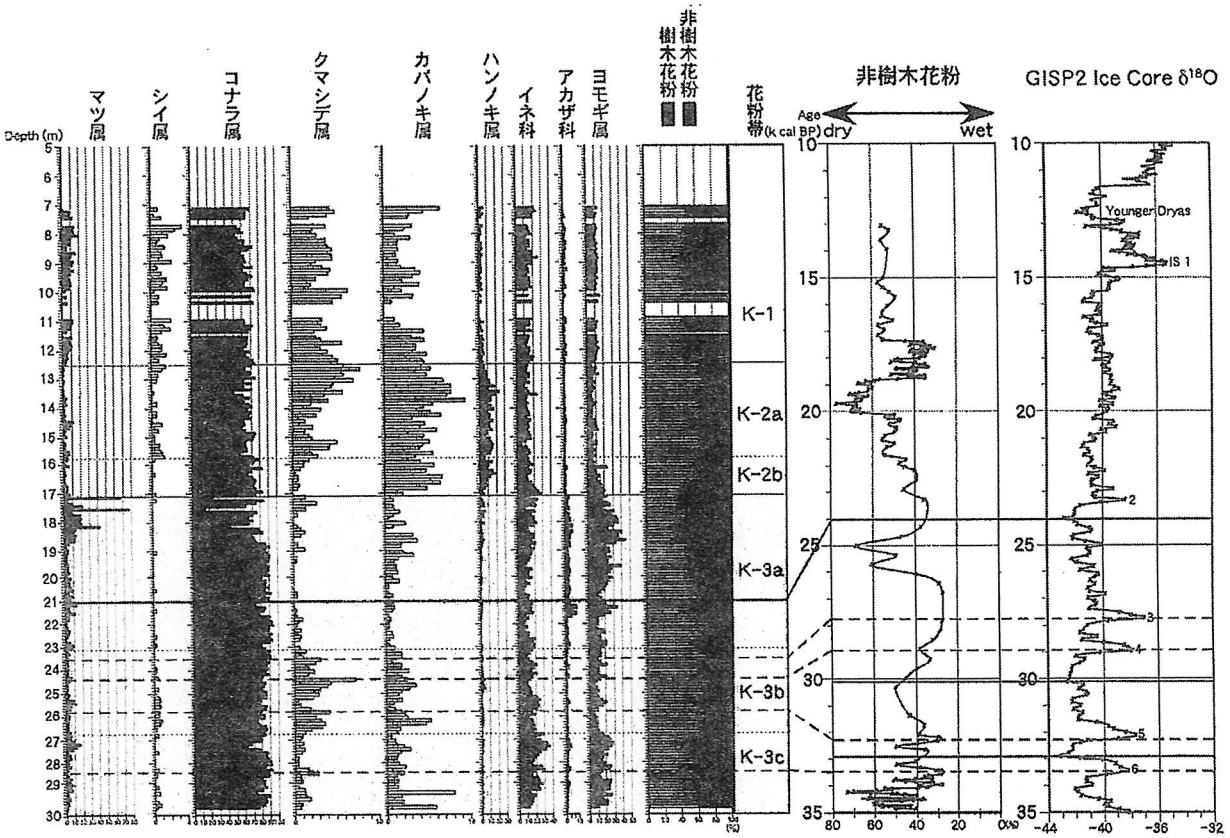


図2　長さ218 mコアの最上部30 mの花粉分析から得られた花粉変遷図と，縦軸を年代に置き換えた非樹木花粉の変動曲線とGISP2 Ice Coreの酸素同位体比変動曲線（Kennett et al., 2003）との比較

O-35 千葉県八千代市新川低地における沖積層の花粉化石群集から見た古植生変遷

稲田晃（千葉県立船橋北高等学校）・楡井尊（埼玉県立自然史博物館）・関東中央部花粉グループ
INADA Akira, NIREI Takashi and Pollenanalyatical Group of the Central Kanto Plain: Holocene Vegatetional history from pollen assembleges in the Shinkawa Lowland, Yachiyo-City, Chiba-Prefecture, Central Japan

新川低地は，印旛沼水系に属する狭長な沖積低地である（図1）．その中流部の八千代市宮内で得られたボーリングコア試料の花粉分析を行った．その結果について報告する．分析試料は，約7.5mのコアを上の4.5mについては1cm，それより下部は2cm～4cm刻みで採取し，うち58試料を分析した．同定に当たっては，複数のメンバーが同定を行い，クロスチェックを行った上で集計した．主要な分類群についての分析結果を花粉ダイアグラム（図2）に示す．

分析結果から3帯に区分し下位の2帯はさらに7亜帯に細分した．その概要を下位より述べる．

MyP-I帯：コナラ属（コナラ亜属）の高率出現で特徴づけられる．以下の4亜帯に区分した．

[MyP-IA亜帯]：コナラ亜属が極めて高率で出現し，ニレ-ケヤキ属，エノキ-ムクノキ属，アカガシ亜属を伴う．周辺の台地と台地斜面には，コナラ亜属を主とする落葉広葉樹林が成立していた．低地は古鬼怒湾の最奥部の入り江で，植生は成立していない．

[MyP-IB亜帯]：アカガシ亜属が微増する．落葉広葉樹林中の常緑広葉樹の比率がやや高まった．

[Myp-IC亜帯]：コナラ亜属が減少し始め，ニレ属－ケヤキ属，クマシデ属等が増加する．落葉広葉樹林の構成樹種は，現在の八千代市周辺で見られるものに近くなった．

[MyP-ID亜帯]：スギ，クルミ－サワグルミ属の増加とトネリコ属の連続出現で特徴づけられる．上部でガマ属，イネ科，カヤツリグサ科が増加する．海退の進行に伴い，低地は湿地化し，ハンノキ属やトネリコ属の湿地林や挺水性群落が成立し始めたと考えられる．

MyP-II帯：スギが多産し，マツ属，モミ属,ツガ属,コウヤマキ,ヒノキ科等の針葉樹を一定程度伴う．台地，特に斜面でスギを主とする針葉樹が増加し，落葉広葉樹林の比率が低下した．

[MyP-IIA亜帯]　ハンノキ属とトネリコ属が多く出現する．MyP-ID亜帯で成立した低地のハンノキ属とトネリコ属の湿地林が拡大した．

[MyP-IIB亜帯]　ハンノキ属，トネリコ属が減少し，かわってニレ－ケヤキ属が増加する．低地のハンノキ属やトネリコ属の湿地林が減少し，ニレ－ケヤキ属（おそらくケヤキ）の林が増加した．

[MyP-IIC亜帯]　ニレ属－ケヤキ属が急減し，イネ科，カヤツリグサ科が増加する．低地の湿地林は姿を消し，イネ科,カヤツリグサ科などの草地が急増した．

MyP-III帯：マツ属（ニヨウマツ亜属）とイネ科が多産する．コナラ亜属とスギ，カヤツリグサ科は減少し，ニレ属－ケヤキ属，エノキ－ムクノキ属等は激減する．台地でマツ属（おそらくアカマツ）林が急増し，低地は水田化される．

栽培植物のソバ属はMyP-IIB亜帯から出現するようになる．また，マツ属はMyP-II帯ですでに増加しはじめる．　新川低地では，これまで平戸（稲田ほか,1998），勝田（稲田ほか,1999）の2地点でも花粉分析を行っている．今回の分析結果は，他の2地点と比較すると局地的な低地の古環境変遷，特に湿地林の消長がより明確になった．

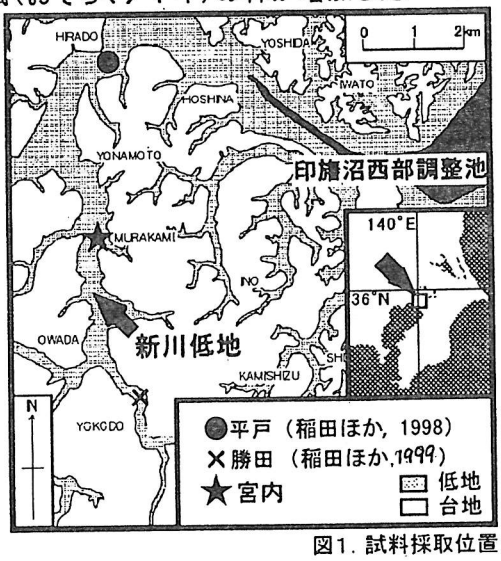


図1．試料採取位置

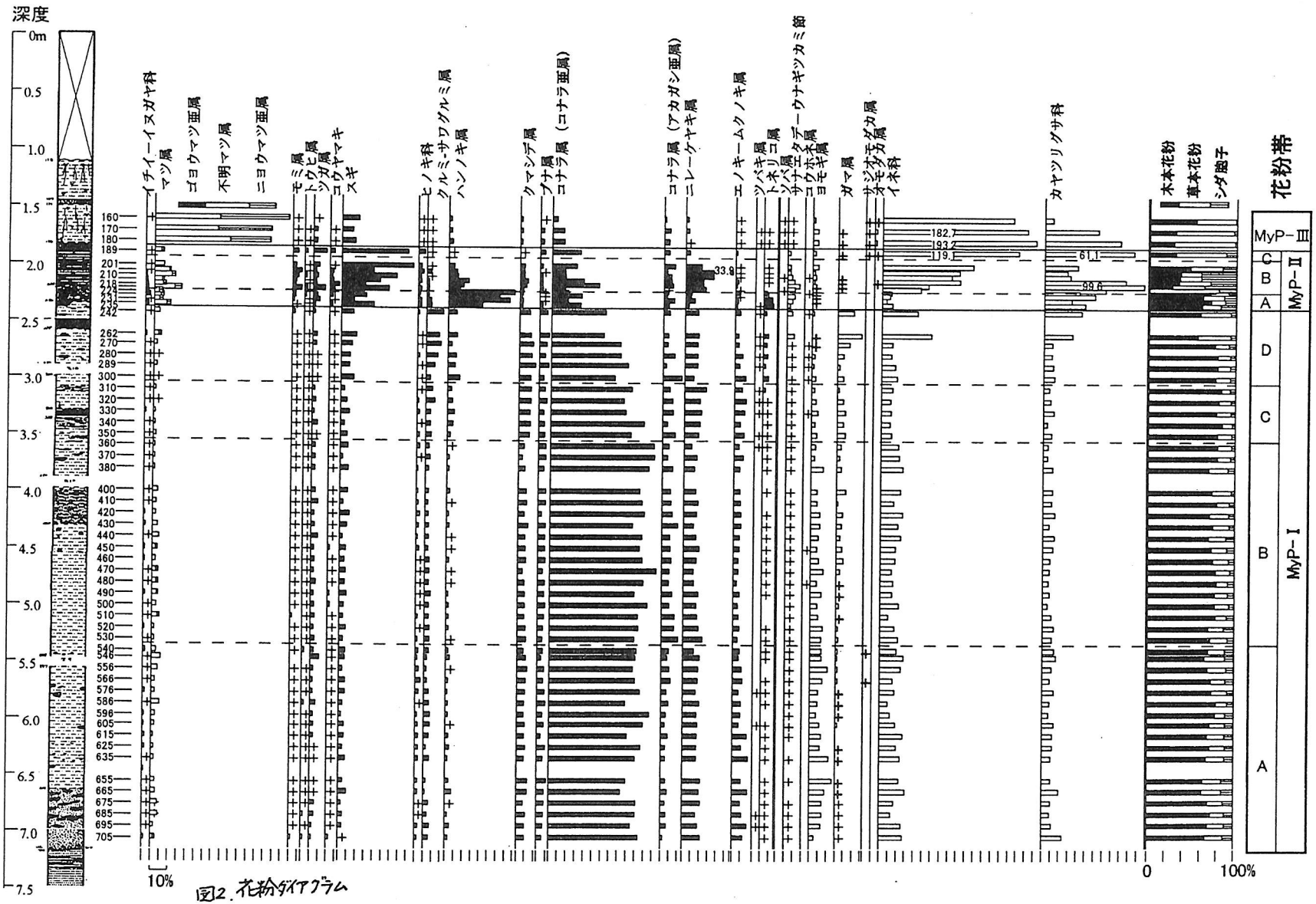

深度
0m
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
3.0
3.5
4.0
4.5
5.0
5.5
6.0
6.5
7.0
7.5
イチイ-イヌガヤ科
マツ属
ゴヨウマツ亜属
不明マツ属
ニヨウマツ亜属
モミ属
トウヒ属
シガ属
コウヤマキ
スギ
ヒノキ科
クルミ-サワグルミ属
ハンノキ属
クマシデ属
ブナ属
コナラ属（コナラ亜属）
コナラ属（アカガシ亜属）
ニレ-ケヤキ属
エノキ-ムクノキ属
ツバキ属
トネリコ属
シナノキ属
ウナギツカミ節
コウホネ属
ヨモギ属
ガマ属
サジオモダカ属
イネ科
カヤツリグサ科
木本花粉
草本花粉
シダ胞子
花粉帯
MyP-Ⅲ
MyP-Ⅱ
MyP-Ⅰ
A
B
C
D
10%
0
100%

図2. 花粉ダイアグラム

O-36

古植生とその変遷の背景にある人為的干渉ー新潟県新発田市升潟周辺の例ー

三村昌史*（パレオ・ラボ）・高橋正道（新潟大学）

Masashi MIMURA and Masamichi TAKAHASHI ; Human Impact on the vegetation history around Masugata Moor, northeastern part of Niigata Plain in central Japan: using microscopic charcoal and pollen analysis

堆積物中の花粉群集の組成は、周辺植生における各分類群の量的・質的変化を反映しているが、その変化に影響を与える因子は同種間・異種間競争といった内的な要因のほか、外的な要因として気候のほか人為的な干渉に伴う撹乱等が考えられる。このうち、気候変動については主に高木花粉の組成および消長から多くの推定が成されてきている。一方、人為的な干渉については完新世堆積物を扱った研究において主にパイオニア的な種を含む分類群の検出や増加傾向などに関連して論じられてきているものの、そもそも花粉群集のみからでは人為的要素が各分類群の消長にどの程度寄与しているのかの推定が困難である場合が少なくなかったのも事実である。そこで演者らは、新潟県新発田市五十公野丘陵に位置する升潟の湿原において得たボーリング試料の花粉分析を行い、調査地周辺の古植生の復元を試みると共に、燃焼により炭化した微細な植物片である微粒炭(charcoal)の分析を併用し、周辺域での人間活動や自然発生的な森林火災の履歴を明らかにすることを試みた。

試料からの花粉の抽出はMoore et al. (1991)に準拠し、同定は演者所有の現生標本に基づいた。分析対象とした微粒炭はmicroscopicのもので、Clark (1988), Clark & Royall (1995)等を参考に長径が10－50μmと50μm以上のものに区別して花粉分析用のスライド上でのカウントを行うと共に、Clark (1982)に従い微粒炭の面積和の算出を行った。

分析の結果、升潟周辺のおよそ縄文中期以降の古植生はコナラ亜属が優占する暖温帯性の落葉広葉樹林とブナ，コナラ亜属が優占する温帯性の落葉広葉樹林とを繰り返し移行しており、ブナ個体群の顕著な拡大期は過去2回存在したことが明らかになった。演者らの植生調査において現在調査地およびその周辺にはブナの生育は確認されなく、ブナ個体群の拡大は主として気候変化に伴うものと推察された。また、微粒炭はその継続的な検出および増減傾向からほとんどが人為起源であることが示唆され、周辺での人間活動及びそれに伴う植生干渉の存在が想定された。そこで、微粒炭量を周辺での人間活動および植生干渉の指標とし、Green (1981), Larsen & MacDnald (1998), Tinner et al.(1999)に従い相関係数に基づいた統計解析を森林植生の各分類群の花粉構成比との間で行ったところ、森林植生の各構成種の空間的・時間的スケールでの応答様式はおおまかに2パターンに分類でき、実生の生育に光量が必要でまた高い萌芽特性を有する分類群であるコナラ亜属，クリ属などは微粒炭量と正の相関を示したのに対し、極相林形成種で実生の生育に安定した林分が必要であったり、あるいはその随伴種で樹幹成長優勢型の樹種であるブナ，カエデ属などは負の相関を示した。加えて、長期的な森林動態の解明を目的として同様に各分類群間での統計解析を行ったところ、コナラ亜属，クリ属と他の多くの分類群が同所的であったのに対し、ブナは他の分類群に対し排他的であり、ブナ花粉の優占時期における山地由来の木本花粉の多様度は低く押さえられていた。これらのことから、ブナ個体群の拡大期には極相林的な林分が成立し、コナラ亜属やクリ属の個体群拡大期には2次林的な林分が成立したものと推察された。

また、縄文中期頃に相当する層準では、クリ属花粉の顕著な優占が観察され(最大約 50%)、その増減はゼンマイ属胞子の増減や微粒炭量の増減と調和的であった。草本湿生分類群の検出状況及び堆積物の層相から判断すると湿原の形成は開始されていないと考えられることから、このゼンマイ属胞子の散布源となる母植物は周囲の森林に由来するゼンマイの可能性が高く、その多産の背景に明るく単純化した階層構造の植生が想定された。同時に多産したクリ花粉は周辺要素というよりもより局所的な要素であり、ボーリング地点の近辺の林分を中心とした花粉の飛散が想定され、多く含まれていた 50 μm 以上の微粒炭もやはり近辺の林分からの飛来を示唆している。これらのことから推察すると、ボーリング地点のそう遠くない周囲の森林において何らかの顕著な植物性物質の燃焼が行われており、そのことが単純化した階層構造を持ちクリの優占する森林植生の維持に寄与していた可能性が考えられた。

(*e-mail: paleo@mbc.ocn.ne.jp)

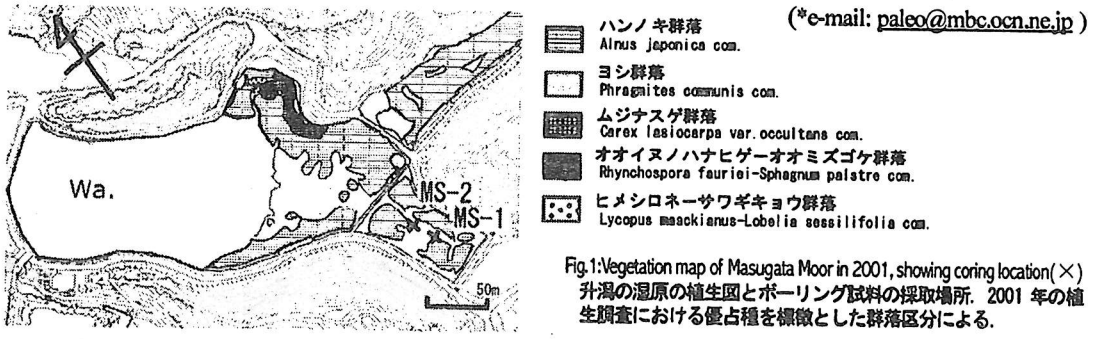


Fig.1:Vegetation map of Masugata Moor in 2001, showing coring location(×)
升潟の湿原の植生図とボーリング試料の採取場所. 2001 年の植生調査における優占種を標徴とした群落区分による.

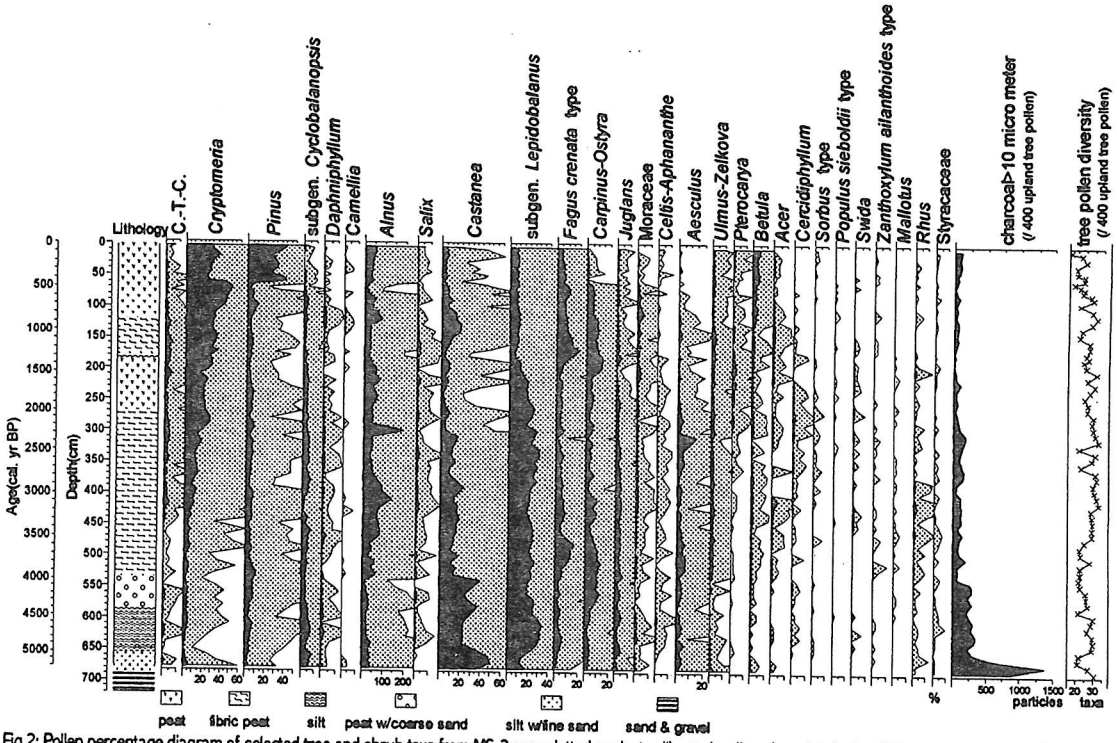


Fig.2: Pollen percentage diagram of selected tree and shrub taxa from MS-2 core plotted against calibrated radiocarbon date(cal. yr BP).
Shading represents a 10-fold exaggeration. Charcoal influx, spore and herbaceous taxa are not shown.
MS-2 ボーリング試料の花粉パーセントダイアグラム. ここではいくつかの木本分類群と微粒炭の相対量のみ示す. 影の部分は 10 倍に拡大してある.

O-37

中部日本内陸都市における人間活動による自然環境へのインパクト
－長野市浅川地域の例－

富樫　均（長野県自然保護研究所）
田中義文・興津昌宏（パリノ・サーヴェイ）

Hitoshi TOGASHI, Yoshihumi TANAKA, Masahiro OKITSU ; An impact to natural environment by human activities in an inland city of central part Japan－An example of Asakawa area, Nagano City－

長野市浅川地域は、長野市の市街地を含む約80平方キロの範囲である。この範囲には、低地（市街地）、山間地（里山）、高原地（里山上部）、火山地（奥山）といった多様な自然環境と社会環境がセットになっている（富樫 2002）。また、浅川の最上流部にあたる飯綱火山南東麓の標高約934mの地点には、逆谷地（さかさやち）と呼ばれる湿原がある。この湿原は市街地が発達する低地から水平距離で約4.5ｋｍ、標高差約500mの位置関係にあり、都市に近接する山地における人間活動の影響を解析する上で恵まれた立地条件を有する。

湿原を構成する逆谷地泥炭層のうち、厚さ90cmの上部泥炭層（富樫ほか1999）について、平均3ｃｍ間隔、厚さ1ｃｍ単位で切り分けた泥炭を試料とし、花粉分析と微粒炭量の計測、3深度でのＡＭＳ^{14}Ｃ年代測定を行った（図1）。その結果から、湿原周辺の環境変遷とその年代を推定すると、①深さ44ｃｍ（約2.6～2.9Ka）に微粒炭の増加とソバ属の花粉の出現、②深さ38ｃｍ（AD500～800年頃）に微粒炭の激増とカヤツリグサ科を主とする草本花粉の急増、③深さ24ｃｍ以浅（AD1500～1700年以降）に微粒炭の減少と草本花粉の減少とマツ属（副維管束亜属）木本花粉の増加が確認された。このような微粒炭量の変化と植生変化との対応が人為による植生への影響であるとみなすと、①は森林への火入れとソバなどの栽培のはじまり、②はより大規模な火入れによる森林破壊（草地化）、③は火入れの抑制とともに一部草地のマツ林への変化であると解釈できる。この結果により、「人の営みの影響下で形成された二次的な自然が、まとまりをもって拡大した時期」を「里山形成の時期」ととらえると、その時期は約2.5Kaもしくはそれ以前にまで遡る可能性が高いことがわかった。さらにその後に大規模な森林破壊の時期や草地からマツ林への植生の転換などがあったとすれば、当地域の里山環境は、近現代のみならず、はるかに長い歴史を通じて、人間活動とともにダイナミックな変化をつづけてきたことになる。

なお、湿原周辺における森林植生の変遷では、4～5Ka（縄文中期）からナラ類が拡大し、しかもこの地域の潜在自然植生を代表するブナ属の花粉が相対的に少ないことが特徴的である。これには、気候など局地的な立地特性が影響しているかもしれないが、人為による影響の可能性も否定できない。

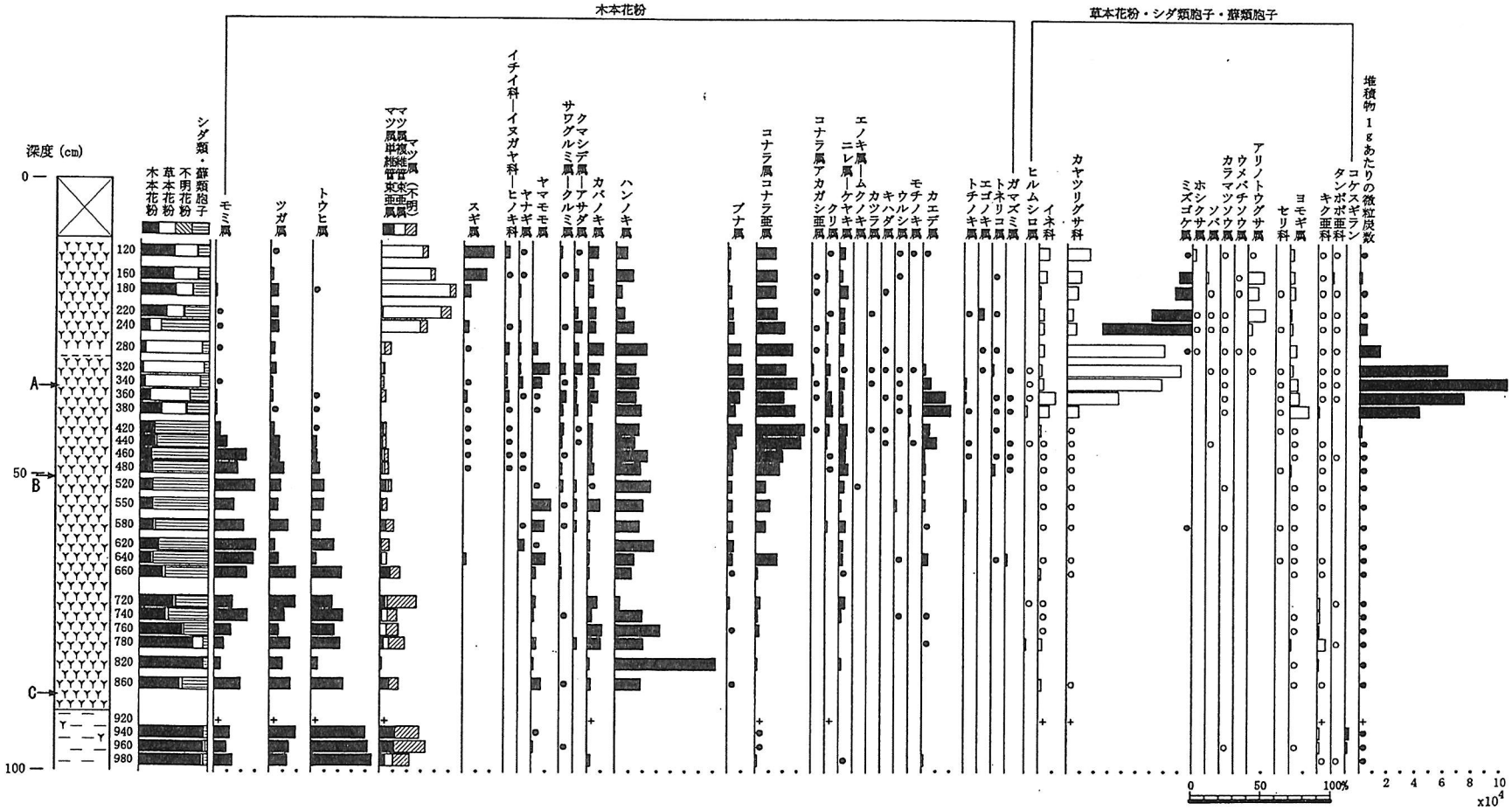


図 1　逆谷地湿原上部泥炭層の花粉化石群集の層位分布

出現率は、木本花粉は木本花粉化石総数、草本花粉・蘚類胞子総数より不明花粉を除く数を基数として百分率で算出した。なお、●○は１％未満、＋は木本花粉100個体未満の試料について検出した類類を示す。柱状図脇の矢印は^{14}C年代測定位置（A:CalAD1280to1400, B:CalBC2470to2210, C:CalBC7450to7050)。

O-38

珪藻類を用いた相対的海水準変動の定量的復元－北海道東部太平洋沿岸における地震性隆起量の推定－

澤井祐紀（産総研・活断層研究センター）

Yuki SAWAI: Quantitative relative sea-level reconstructions using diatom records －an aid for estimating amount of uplift accompanied with earthquakes on Kuril Trench－

本報告では，珪藻類を用いた定量的な相対的海水準変動の復元に関する研究，特に北海道東部において報告されている地震性海岸隆起イベントの隆起量推定に焦点を当てる．

単細胞藻類である珪藻類は，第四紀古環境復元を行う際の指標生物として良く知られている．なかでも，沖積層を扱った研究では，海成層－陸成層境界を認定するために用いられることが多い．この海成層－陸成層境界は，様々な要因によって形成される．例えば，千年スケールの海面変動を反映した比較的緩やかな地形的な変化や，地震性隆起を反映した急激な変動がある．本研究では，この珪藻類による海成層－陸成層の判定法をさらに発展させ，海成層－陸成層境界の珪藻群集変化が，どの程度の相対的海水準変動を反映した結果なのかを推定することを行った．さらにその発展させた手法を用いて，そこから北海道東部において報告されている地震性隆起量の推定を行った．

まず始めに，調査地域である北海道東部において現在生育している珪藻類を観察し，データセットの作成を試みた．北海道東部における沿岸域の環境は，淡水湿地林，高位塩性湿地，低位塩性湿地，潮間帯泥質干潟，潮間帯砂質干潟，潮下帯に分けられた．それぞれの環境域の任意の点で表層泥の採取を行い，細胞染色法によって珪藻類の観察を行った．生体珪藻群集と遺骸珪藻群集を区別して観察した結果，特定の珪藻種は生育最適地から長距離運搬されていることが明らかになった．このような分類群は，潜在的な異地性要素として考えられるため，海水準復元のためのデータセットから除外することにした．

次に，作成されたデータセットから，沿岸域の珪藻類がどのような環境要因に規制されて分布生育しているかを知るために，正準対応分析を行った．正準対応分析によるオーディネーションは，沿岸域における珪藻類の分布が２つの主要な傾度，平均潮位からの高度と底質によって分化することを示した．ただし，淡水湿地林に生育する珪藻類に関しては，他の分類群と明らかに違う特徴を示しており，潮間帯からの高度を必ずしも反映して生育分布しているとは限らないことがわかった．

以上のような結果を踏まえて，加重平均法による海水準変動復元を行った．実際に化石群集に適用させる前に，現在の試料に当てはめて計算した結果，潮間帯の試料に関しては誤差±30cm 程度の復元率を示した．

北海道東部における海岸隆起量推定のための試料として，根室市温根沼において湿原堆積物の採集を行った．採取された堆積物試料は，分解質の泥炭層，針葉が豊富に含まれる未分解質泥炭層，貝殻片を含む粘土層，有機物に富んだ粘土層に分けられた．

これらの層序境界は，これまでの研究によって S1～S4，E1～E4 と名付けられており，E2（1350-950 cal yr BP），E3（650-300 cal yr BP），E4（400 cal yr BP）が地震性隆起イベントを示すと考えられている．本研究では，地震に伴った海岸隆起量を推定するために，層序境界 E2，E3，E4 付近においてサブサンプリングを行い，そこに含まれる珪藻化石の同定・係数をした．

計数した化石珪藻群集と現生珪藻群集から作成したデータセットの比較を行い，化石珪藻群集から推定される海水準変動史を算出した．計算の結果，温根沼地域で報告されている隆起イベントは，全てのイベントにおいて少なくとも 80cm の隆起量であったことが推定された．

O-39

過去100年の気候変動及び富栄養化インパクトに伴う琵琶湖の陸水学的変動過程

加　三千宣（愛媛大学）・吉川周作（大阪市立大学）・井内美郎（愛媛大学）

Michinobu Kuwae ; Shusaku Yoshikawa; Yoshio Inouchi: A 100 yr limnological change record from Lake Biwa associated with impacts of climatic change and the eutrophication

富栄養化及び気候変動インパクトに伴う琵琶湖の陸水学的変動過程を明らかにするため，過去100年スケールにおける珪藻生産量変化と琵琶湖周辺の各気象要素変化との関連性を検討した．

2001年に琵琶湖北湖今津－長浜沖中央において採取した（琵琶湖研究所「はっけん号」による）湖底堆積物の表層柱状試料を用いて高解像度珪藻殻分析を行った．試料はアクリルパイプのまま立てた状態で数日乾燥させ，表層の堆積構造を乱さずに半割りし，堆積断面を電顕用カーボンテープによって剥ぎ取った．電顕撮影によって得られた画像上で珪藻殻をカウントし，一定面積毎の殻数及び種組成を求めた．年代は，種組成が顕著な変化を示す年代が知られているので，そのイベントの年代から堆積速度と各層準の年代を求め，それらをもとに珪藻殻フラックスを求めた．

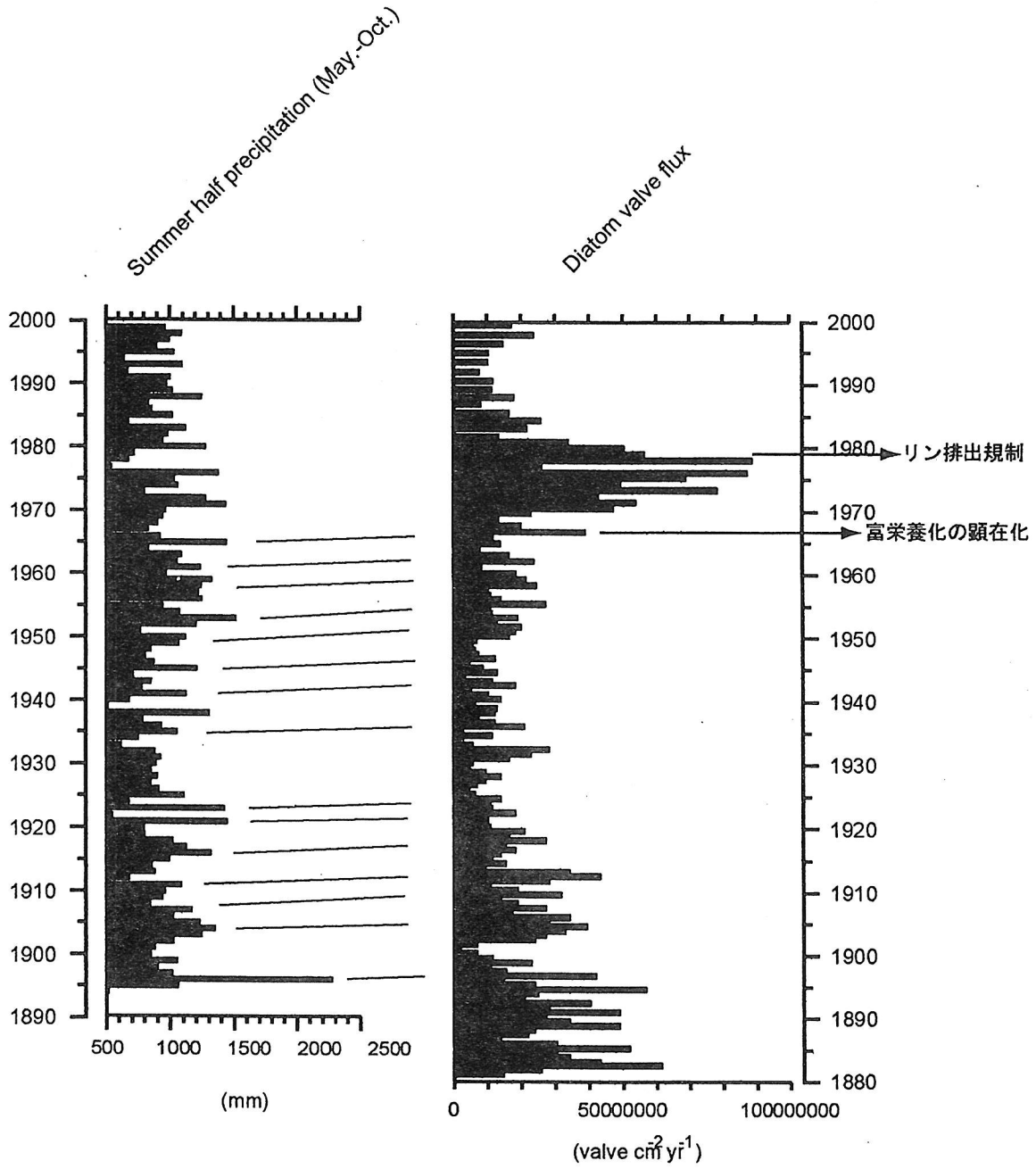
珪藻殻フラックス（Diatom valve flux）は一年間に一定面積に堆積した珪藻殻数で，堆積過程で珪藻殻の溶解が顕著でなければ水塊で生産された珪藻生産量を反映していると考えられる．

1965年以前では，珪藻殻フラックスと夏季降水量変化曲線は変動の規模はやや異なるが，増減のピークはよい対応関係が見られた（図）．両者の3年平均データでは有意な正の相関が認められ，その他の気象要素とは相関が認められなかった．しかし図では対比線が系統的にずれている傾向が認められる．その理由は，単に年代モデルの不確かさに由来する可能性も考えられるが，もう一つの可能性として，雨の多い成層期（5～10月）に，珪藻生産量を支配する深層のリンプールが降雨によってもたらされる湖底への有機物輸送とそれに伴う貧酸素化によって増加し，続く循環期の現存量がもっとも高くなる時期においてそのリンプールに珪藻生産量が応答するからであると考えられる．すなわち夏季降水量フォーシングに対する珪藻生産量の応答がリンプールを通じて～1年程度のタイムラグがあると考えることで説明できる．実際に，気象データと琵琶湖の定期観測データから，夏季降水量と底層リン濃度レベル，底層リン濃度レベルと年間珪藻細胞数とは有意な相関が認められる．

一方，1965年以降夏季降水量変化と珪藻殻フラックス変化は異なったパターンを示す．同じ時期，過去40万年間認められなかった中～富栄養性の *Fragilaria crotonensis* が出現し始める．ゆえにこの時期，夏季降水量変化と珪藻殻フラックス変化パターンが異なるのは，人為的富栄養化が珪藻生産量を増加させ，それまで夏季降水量フォーシングによって変動してきた琵琶湖の自然のサイクルをゆがめた可能性が考えられる．

また，1980年を境に珪藻生産量レベルが富栄養化の進行する以前のレベルに戻っていることは興味深い．これは，富栄養化防止条例によるリン排出規制の影響が珪藻生産量に現れているものと予想される．しかしながら，生物相は以前の状態に戻っていない事実から（例えば珪藻種組成など，今は *Fragilaria crotonensis* が多い．），リン規制だけではもとの琵琶湖生態系をとり戻すことはできないことを示唆している．

現在の琵琶湖の珪藻生産量を支配する陸水学的メカニズムとして，夏季降水量変動及び富栄養化による深層リンプールレベル変動の重要性が示唆される．



過去120年間の夏半年降水量（左）と琵琶湖珪藻殻フラックス（右）の変化
フラックスは，今津ー長浜沖中央における表層柱状試料の堆積断面の剥ぎ取り試料の電顕観察から求めた．降水量データは彦根地方気象台データを用い，5～10月の降水量で示す．

P-1

隆起ヤッコカンザシの ^{14}C年代から推定される三浦半島南部沿岸の海洋リザーバー効果

宍倉正展（産総研・活断層研究センター）

Masanobu SHISHIKURA: Marine reservoir correction estimated from uplifted *Pomatoleios kraussii* in the southern part of the Miura Peninsula.

はじめに

貝化石など海成試料の ^{14}C年代は，一般に海洋のリザーバー効果により，陸成試料より古い年代を示すとされている．またその影響には地域差があり，ΔR値で評価される．ΔRの推定は世界各地の海域で試みられているが，日本列島の沿岸域での研究例は少ない．そこで本研究では，三浦半島南部沿岸（図1）において1923年大正関東地震の際に隆起，離水したヤッコカンザシ *Pomatoleios kraussii* の化石を用いてΔRの推定を試みた．

調査方法

海洋リザーバー効果の推定に，年代既知の海成試料を用いて行うことが多い．本研究では，1923年大正関東地震の際に隆起し，死滅したと考えられるヤッコカンザシ化石を用いた．ヤッコカンザシは中等潮位付近で石灰質の棲管を作り，岩礁に固着するゴカイの仲間で，旧汀線指標として最も有効なものの一つと考えられている（茅根ほか，1987）．三浦半島南部沿岸には，おもに2つのレベルで化石化したヤッコカンザシの遺骸群集が観察され，平均海面上1.0～1.5mに分布している低位のものが，1923年大正関東地震時に隆起・離水したものである（図2，3）．この分布高度は測地によって推定される隆起量と調和的である．なお，高位のものは1703年元禄関東地震に関係している可能性が高い．

遺骸群集は多くの場合，分布高度に0.3～0.5m程度の幅がある（図3）．これはヤッコカンザシの生息域のばらつきとも思えるが，地震間の緩慢な沈降運動が生息域を上方へ延ばしたことも一因として考えられる．このことから，遺骸群集の中で，より上方で表面付近のものが地震で隆起する直前まで生息していた可能性が高い．本研究ではそのような試料を沿岸の4カ所で採取し，^{14}C年代測定をベータアナリティック社に依頼して行った．

結果

測定の結果，規定の ^{14}C年代は510～700 yr BPという値が得られた（表1）．これらの試料がすべてAD1923に死滅したものと仮定し，Stuiver *et al.*（1998）に基づいて当時の大気中の ^{14}C年代を131 yr BP，海洋モデル年代を454 yr BPとすると，リザーバー年代は379～569 yr BP，ΔRは56～246と計算される．平均すればそれぞれ482±21，159±21である．

問題点

- 試料は必ずしもAD1923に死滅したものとは限らず，若干古い可能性がある．
- ヤッコカンザシは潮間帯に生息するため，干潮時に大気中に露出することがあることから，正確な海洋リザーバー年代を示さない可能性がある．

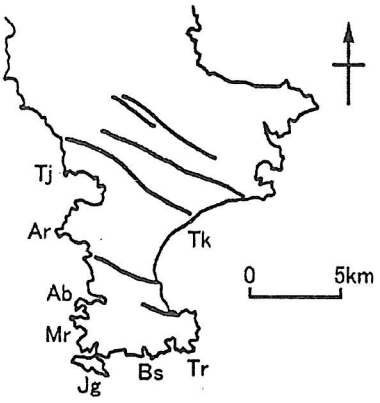


図１　三浦半島の概観
Tj：天神島，Ar：荒崎，Mr：諸磯
Jg：城ヶ島，Bs：毘沙門，Tr：剣崎，
Tk：津久井浜．　太線は活断層

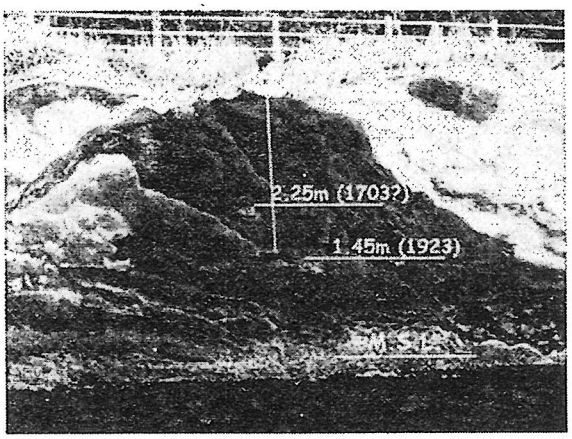


図２　城ヶ島における隆起ヤッコカンザシ

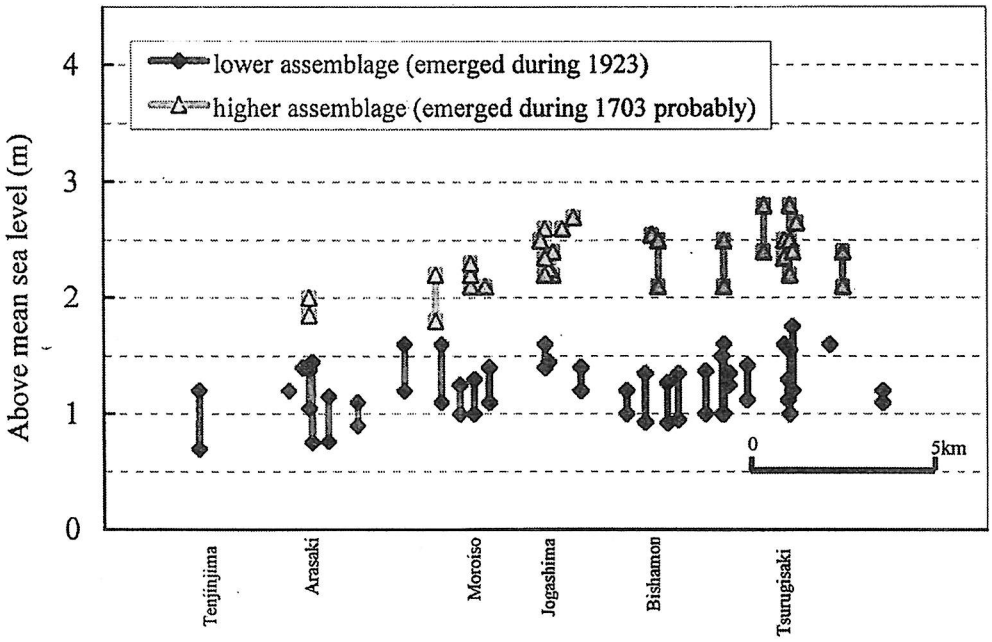


図３　三浦半島南部沿岸における化石ヤッコカンザシの高度分布

表１　1923年大正関東地震時に離水した化石ヤッコカンザシの ^{14}C 年代

Location	Height (m)	Species	$\delta^{13}C$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yrs BP)	Atmospheric ^{14}C age	Reservoir ^{14}C age	Marine model age	ΔR	Lab. No.
Maguchi	1.3	*Pomatoleios kraussii*	-0.2	580±50	131	449±50	454	126±50	Beta−177769
Tsurugisaki	1.3	*Pomatoleios kraussii*	-0.9	700±40	131	569±40	454	246±40	Beta−157081
Bishamon	1.2	*Pomatoleios kraussii*	0.0	510±40	131	379±40	454	56±40	Beta−166294
Jogashima	1.2	*Pomatoleios kraussii*	-0.2	650±40	131	519±40	454	196±40	Beta−157082
					Average R: 482±21		Average ΔR: 159±21		

P-2

中部琉球喜界島における海洋酸素同位体ステージ5の相対的海面高度

稲垣美幸・大村明雄（金沢大学）

Miyuki INAGAKI and Akio OMURA：Relative Sea Levels During The Marine Isotope Stage 5 at Kikai Island, Central Ryukyus

これまでに喜界島からは海洋酸素同位体ステージ (MIS) 5 (Shackleton and Opdyke, 1973) に相当する $^{230}Th/^{234}U$ 年代は数多く報告されたが，それらのうち，年代値の信頼性に関する検証基準 (大村ほか，1995) を満たすものは 8 試料のみであった．さらに，いずれの試料から得られた年代値も，測定誤差 (2σ) が 7%を超えていたため，サブステージレベルでの議論に耐える年代値はなかった．そこで本研究では，MIS 5 相当の年代値を示すと思われる造礁サンゴ化石を新たに採取し，年代測定を行うとともに，以前測定された試料の再測定を行うことによって，MIS 5 におけるサブステージレベルで，本島の海面高度について考察した．

本島の更新世上位段丘から 14 個の現地性石サンゴ試料を採集し，αスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定を行った．加えて，大村 (1988) で年代値が報告された 4 試料についても再測定を行った．

本研究で得られた年代測定結果は表 1 の通りである．表中の $^{230}Th/^{234}U$ 年代のうち，大村ほか (前出) の 5 段階検証法を満たす年代値のみを，以下の議論に用いる．このほかに，7 試料が $^{230}Th/^{234}U$ 法の測定限界を超えたため，それらを産したサンゴ石灰岩は，中部更新統であると考えられる．なお，1 試料 (MI-33) は，南西諸島域における生息水深が 30 - 50m といわれる (中森，私信) 単体サンゴ (*Trachyphyllia geoffroyi*) である．

百之台の東縁から採集した 2 試料が MIS 6 相当の年代値を示したが，これは喜界島から初めての報告である．高度 200m 付近から採集した試料の再測定結果は，以前と同様 MIS 5e に相当する年代値を示した．そして，高度 190.9m の地点で新たに採取した礁成サンゴ石灰岩は MIS 5c に相当し，海面指示者として有用な被覆状群体形態を示す *Acropora palifera* を含む．また，百之台周辺の高度 150 - 160m に広がる段丘面上には，MIS 5a，5d，5e に相当する年代値を示した礁成サンゴ石灰岩と MIS 5e 相当の単体サンゴの分布が確認された．

図 1 は，百之台周辺の地形図上に試料採取地点と年代測定結果を示したものであり，図 2 は，EDM を使用した測量結果に基づいて作成した百之台の断面図である．以上のことから推定される MIS 5 の海面高度は，次のとおりである．

1. MIS 5e 当時の相対的海面高度は，少なくとも 200m 以上であった．
2. MIS 5c 相当の年代値が得られたサンゴ試料の産出高度 (約 190m) と，その上位 (197m) に分布する段丘面から，当時の海面高度は 190 – 197m と推定できる．
3. MIS 5a 当時の海面高度は，約 165m である．
4. MIS 5e 相当の年代値を示したサンゴ化石，2 種 (*T. geoffroyi*, *Porites* sp.) の分布高度差から，前者を含む堆積物が，深さ約 40m の内側陸棚における前礁堆積物であると推察する．
5. MIS 5d における海面は高度約 165m 以上であると考えられる．

表1. 本研究で得られたサンゴ化石のウランおよびトリウム同位体組成と$^{230}Th/^{234}U$年代

Sample No.	Genus	Height (m)	^{238}U (ppm)	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{234}U$	$[^{234}U/^{238}U]_0$	Date* (ky)	MIS**
				(activity ratio)					
MI-07	*Acropora*	155	3.756±0.026	>100	1.120±0.007	0.5419±0.0053	1.152±0.009	**83.2±1.2**	5a
MI-24	*Acropora*	155	4.208±0.029	>40	1.098±0.006	0.5510±0.0051	1.124±0.008	85.5±1.2	5a
MI-17	*Acropora*	190	4.208±0.032	>180	1.106±0.007	0.6011±0.0058	1.140±0.009	**97.7±3.0**	5c
MI-22	*Porites*	190	2.900±0.020	>180	1.107±0.007	0.6266±0.0055	1.144±0.009	**104.5±3.0**	5c
MI-08	*Acropora*	155	3.630±0.024	>140	1.120±0.007	0.6433±0.0058	1.164±0.009	109.0±3.3	5d
MI-02	*Acropora*	155	3.639±0.022	>140	1.107±0.006	0.6493±0.0056	1.147±0.009	**110.9±3.4**	5d
MI-20	*Porites*	200	2.769±0.018	>170	1.111±0.006	0.6859±0.0061	1.157±0.009	**122.1±3.8**	5e
MI-29	*Montastrea*	160	3.546±0.026	>200	1.099±0.006	0.7179±0.0069	1.145±0.009	**133.3±3.0**	5e
MI-33	*Trachyphyllia*	160	3.539±0.028	>40	1.101±0.008	0.7055±0.0072	1.146±0.012	**128.9±5.0**	5e
MI-19	*Acropora*	160	5.419±0.035	>50	1.086±0.005	0.7241±0.0067	1.127±0.008	136.0±5.0	5e
MI-26	*Plesiastrea*	200	3.237±0.024	>350	1.092±0.019	0.7427±0.0074	1.138±0.011	**142.7±5.8**	6
MI-27	*Acanthastrea*	203	2.842±0.019	>200	1.099±0.008	0.7729±0.0073	1.155±0.012	**154.8±5.8**	6

*2σ statistical error, 太字体は大村ほか(1995)の信頼性検証基準を満たす.
**Shackleton and Opdyke (1973)

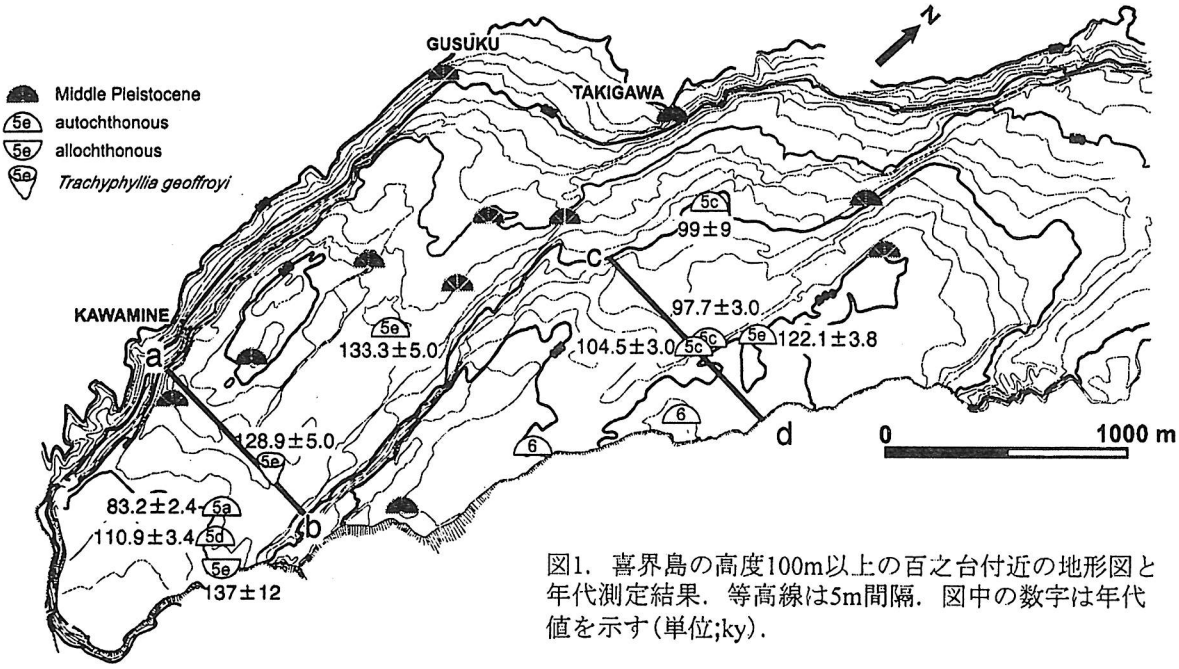


図1. 喜界島の高度100m以上の百之台付近の地形図と年代測定結果. 等高線は5m間隔. 図中の数字は年代値を示す(単位;ky).

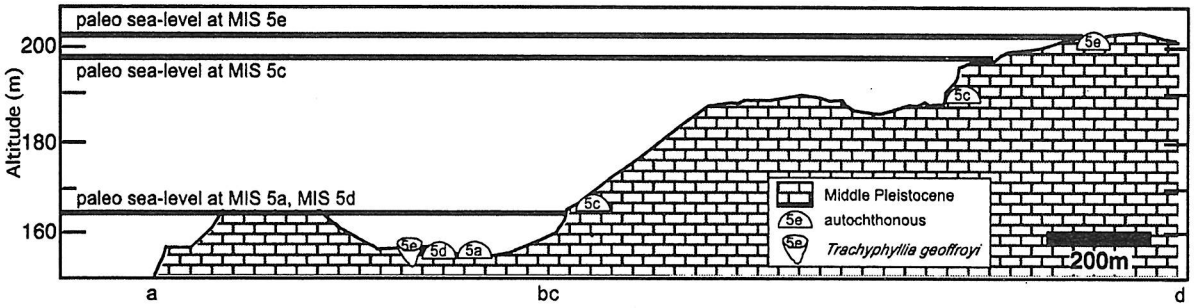


図2. EDMを用いた地形測量に基づいて作成した百之台の地形断面図と, 本研究で推定されたMIS5当時の相対的海面高度. 測線は図1参照.

P-3

Acropora palifera (イシサンゴ) 骨格中のウランおよびストロンチウム量とその温度計としての可能性

山崎まゆ・大村明雄（金沢大学）・鈴木淳・野原昌人（産総研）

Mayu YAMAZAKI, Akio OMURA, Atsushi SUZUKI, Masato NOHARA：U and Sr concentrations in *A. palifera* as potential indicators of relative sea surface temperature (SST) during the late Pleistocene to Holocene

炭酸カルシウムで構成される海生生物硬組織の微量元素含有量や酸素同位体組成は，それら生物の生息水温を初めとする環境要素の解析に利用されてきた．例えば，イシサンゴは，見掛け上 Sr に関する生理的選択性を示さないことから，その Sr 含有量を温度計として利用する研究例は多い（例えば，Beck *et al.*, 1992，など）．また，サンゴ骨格の Sr と U 含有量の間に正の相関を認めた Min *et al.* (1995) らは，U も同じ目的に利用できることを報告した．さらに，サンゴ化石中の U 同位体は，$^{230}Th/^{234}U$ 法による放射年代測定に利用することができ，化石試料の死亡年代を推定するにも有効である．そのため，造礁サンゴ化石の Sr と U は，過去数十万年間における表層海水温の時系列変化を議論するには貴重な情報源といえよう．

本研究で使用したすべての試料は，形成年代が明らかにされてきた数段の更新世後期および完新世のサンゴ礁段丘が発達する喜界島（太田・大村，2000）で採集したものである．それらの中でも，喜界島のサンゴ礁段丘を構成する“礁成サンゴ石灰岩”中に比較的多産する水深 0～5m の上部礁斜面に特徴的な被覆状の群体形態を有する *Acropora palifera* に限定し，既に $^{230}Th/^{234}U$ 年代値が得られている化石試料の平均的 U および Sr 含有量を基に，最終間氷期以降の表層海水温に関する相対的変化を考察した．

その結果，本研究で得られた喜界島産 *A. palifera* 中の Sr/Ca 比と U/Ca 比に関する各海洋酸素同位体ステージ（MIS）間の差異を，Linsley (1996) の酸素同位体比変化曲線と比較したところ，両者はともに調和的であった．

すなわち，MIS 3 と MIS 1 に生育した試料中の Sr/Ca 比と U/Ca 比の比較によれば，MIS 3 試料は，Sr および U ともに比較的多く含むことが明らかになった．このことは，喜界島周辺海域における表層海水温が，MIS 1 には，MIS 3 より相対的に高かったことを示唆する．具体的には，MIS 1 の *A. palifera* 試料から得た Sr/Ca 比の平均値は 9.80mmol/mol，MIS 3 のそれは 9.55mmol/mol であった．この差を，de Villiers *et al.* (1994)が *Porites lobata* 試料から推定した温度換算式を用いて温度差に換算すると約 3.2℃，Cardinal *et al.* (2001)の *Diploroa labyrinthiformis* を試料とした同式では約 5.6℃となり，MIS 3 よりも MIS 1 における平均表層水温が高かったことになる．

また，本研究における，他種の造礁サンゴとの比較から，*A. palifera* は，U および Sr 含有

量に関しては温度依存性を示すが，両元素を例外的に多く含む種であることが確認された．そして，例えば MIS 1 においては，その Sr/Ca 比幅が約 0.57mmol/mol あり，この値は，上の de Villiers *et al.* (1994)の式によれば約 7.0℃，Cardinal *et al.* (2001)式では，約 12.6℃に相当する．これらの MIS 1 における年平均表層海水温として推定される値の幅は，現在の南西諸島における季節変化幅（奄美大島笠利崎沖で 7.8℃）と同程度あるいはそれを上回る．このように，*A. palifera* 骨格中の Sr と U を信頼できる古水温計として利用するには，未だ解決すべき問題が残る．

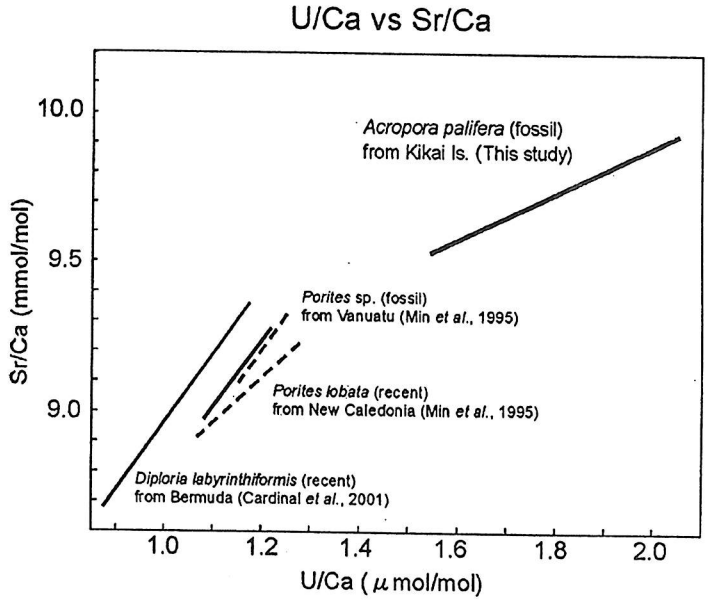


図 1 喜界島産化石 *Acropora palifera* 骨格中の U/Ca・Sr/Ca モル比と，他地域産現生および化石礁生サンゴ中の同比に関する近似直線の比較．

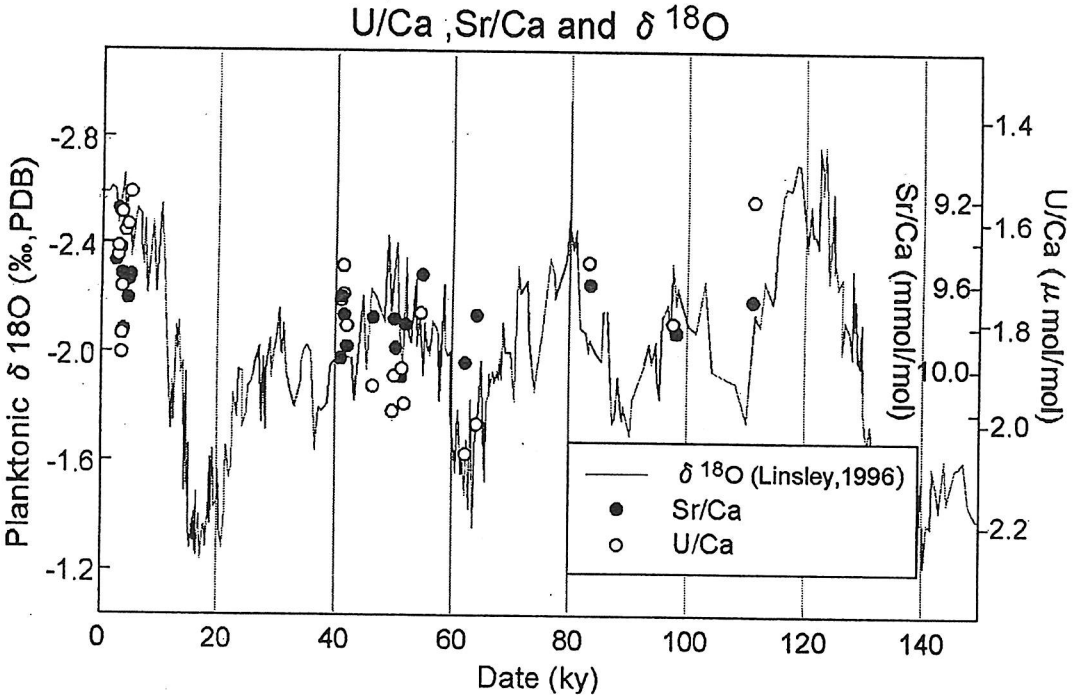


図 2　喜界島産 *Acropora palifera* の U/Ca および Sr/Ca 比の δ ^{18}O 変化曲線上へのプロット

P-4

古琵琶湖層群堅田累層山下火山灰と上総層群笠森層 Ks5 火山灰の対比

里口保文（琵琶湖博物館）・服部　昇（堅田高校）

Yasufumi SATOGUCHI and Noboru HATTORI: A Correlation of the Yamanoshita volcanic ash in the Kobiwako Group and the Ks5 volcanic ash in the Kazusa Group.

古琵琶湖層群上部の火山灰層については，林（1974）などによって記載され，その性質については，Yoshikawa（1984）によって明らかにされている．近年，古琵琶湖層群上部が分布する堅田丘陵において開発が行われ，露頭が現れては消失を繰り返していた．これらの地域についての一部の記載は木村ほか（1998）によって行われ，上仰木 I 火山灰の上位にこれまで記載されていなかった火山灰の存在が柱状図上に記された．さらに木村ほか（1998）が示した火山灰と同一と思われるものを，木谷（2002）は雄琴仰木火山灰層として記載した．またさらに，それらの調査が行われた以降により上位の地層が開発工事によって露出し，本研究によりその地域の調査を行った結果，雄琴仰木火山灰の約 69m 上位に，未記載の火山灰が存在する事がわかった．本研究では，その火山灰の記載を行い，その分析を行ったところ，房総半島中央部に分布する上総層群笠森層の Ks 5 火山灰に対比できる事が明らかになった．

本研究で記載したこれまで未記載であった火山灰層（山下火山灰層とする）は，古琵琶湖層群堅田累層山下互層に挟在する．その層序学的位置は，雄琴仰木火山灰の約 69m 上位，上仰木 I 火山灰の約 80m 上位にあたり，林（1974）の地質柱状図からすれば F 火山灰よりも数 m～10 数 m 上位に位置すると考えられる．火山灰の岩相は，層厚 2～3cm の白色の細粒な火山灰であり，上方細粒化する極細粒砂サイズ～シルトサイズの下部とシルトサイズの上部に分けられる．下位の砂質シルト層と上位のシルト層に挟まれる．記載岩石学的性質は，火山ガラスを主体とし，少量の長石，極少量の重鉱物を含む．火山ガラスの形状は中間型～扁平型で，多孔質型を含み，屈折率は 1.503-1.505 である．重鉱物は不透明鉱物が多く，ついで角閃石，斜方輝石が多い．

上総層群笠森層の Ks 5 火山灰は，層厚約 60cm の明灰色～白色の細粒火山灰からなり，砂質シルト～シルト質極細粒砂層に挟まれる．下部 7cm は上方細粒化サイクルが 3 回観察され，その上位は，コンボリュート葉理や平行葉理が発達する．記載岩石学的性質は，火山ガラスを主体とし，少量の長石，極少量の重鉱物を含む．火山ガラスの形状は採取した層準でやや異なり，下部は扁平型～中間型が多く，上位へ向かって中間型～多孔質型が増える．その屈折率は 1,503-1..505 である．重鉱物は角閃石と斜方輝石が多い．

以上のことから，層厚は異なるが，その色など岩相は類似し，記載岩石学的性質も類似している．また，火山ガラスの WDS による主成分分析を行ったところ，それぞれ類似した値が得られた．これらのことから，両火山灰は対比できる．また，層序学的にみても，本火山灰の下位に挟在する上仰木 I 火山灰は上総層群笠森層 Ks11 火山灰に対比されており（町田ほか，1980），このことは山下火山灰と Ks 5 火山灰が対比できることと矛盾しない．

本火山灰の年代は，上総層群のシークエンス層序から酸素同位体曲線と対比を行った Ito（1994）によれば，Ks 5 火山灰は酸素同位体ステージ 13 から 12 への移り変わる時期にあたり，約 47 万年前とされている．また，大阪層群において対比されている神戸東灘ボーリングコアの K1-223 火山灰とポートアイランドボーリングコアの港島 I 火山灰は（吉川ほか，2000），大阪層群の海成層 Ma 9 と Ma 8 の間にあり（宮川ほか，1996），吉川ほか（1993）はこれを酸素同位体ステージの 12 付近に設定している．このことから本火山灰はおおよそ 44～47 万年前と考えられる．しかし，上総層群のその下位にある Ks11 火山灰は，Ito（1994）では Ks 5 と同様の酸素同位体ステージ 13 から 12 への移り変わる時期に設定しているが，それに対比される大阪層群のサクラ火山灰は，海成層 Ma7 の下部または直下に挟在し，Yoshikawa（1997）はその海成層を酸素同位体ステージ 15.1 に対比している．さらに，広域テフラについてまとめた町田・新井（1992）は，同火山灰を酸素同位体ステージ 13 に対比している．つまり，本研究で対比を行った Ks 5－山下－港島 I 火山灰については編年上の問題がないものの，その下位に位置する Ks 11－上仰木 I－サクラ火山灰は，編年を行う上で問題がある．図 1 は，これまで広域に対比されている火山灰と本研究で対比された火山灰の対比図である．古琵琶湖層群の年代は大阪層群に併せている．大阪層群と上総層群で年代の見解が異なっており，さらには，大阪層群のサクラ火山灰は海成粘土層 Ma7 のやや下位にあり，海水準が上昇傾向にある時期のものと考えられるのに対し，上総層群 Ks11 はシークエンス境界 SB16 の直上付近に位置し，海水順が下がる時期と解釈されている（Ito，1994）．この点においても大きく食い違っている．

古琵琶湖層群におけるこの付近の層準は，地層が急に礫質になる層準に当たり，比良・比叡山の隆起など周辺の構造運動を考える上でも重要と思われ，より多くの火山灰の広域対比から編年への矛盾を解決することが必要であろう．

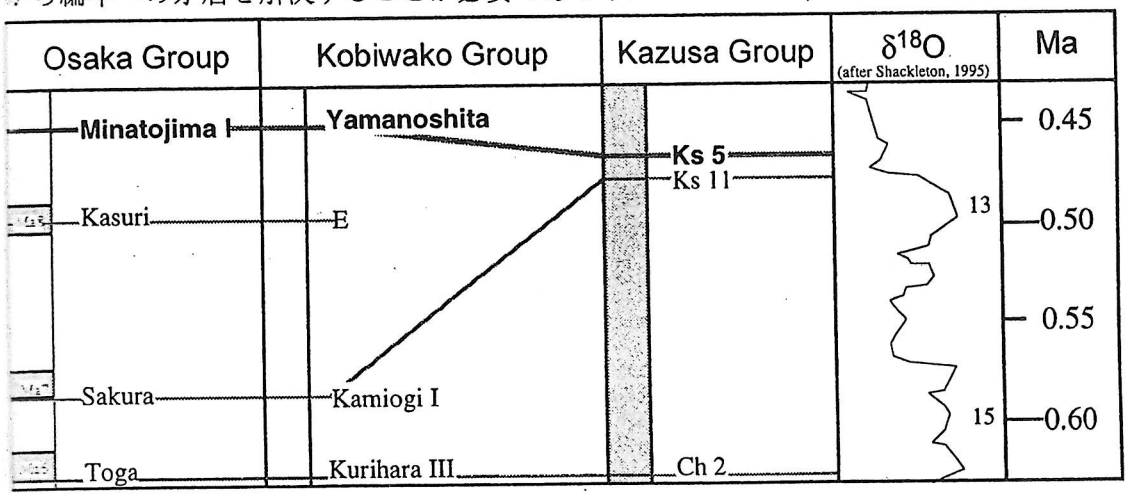


図 1　大阪・古琵琶湖・上総層群における火山灰の広域対比とその年代．酸素同位体曲線は Shackleton（1995）による．古琵琶湖層群の年代は大阪層群にあわせている．栂一栗原 III－Ch2 火山灰の対比は町田ほか（1980，1981）による．

P-5

大阪平野南部，泉北丘陵松尾寺町北方における，大阪層群の火山灰層序

石井陽子（大阪市立自然史博物館，大阪市立大学大学院）

Yoko ISHII：Tephrostratigraphy of the Plistocene Osaka Group, at the Senpoku hill, Southern Part of the Osaka Plain.

鮮新・更新統の大阪層群の層序は，岩相層序，火山灰層序，生層序の観点から編まれた．福田火山灰層以下の最下部，福田火山灰層からアズキ火山灰層までの下部，アズキ火山灰層より上位の上部に区分され，下部と上部は十数層挟在されている海成粘土層によって特徴づけられている（市原編　1993，など）．

同時間面を意味する火山灰層は，大阪層群の層序の検討には欠かせない要素である．しかし，顕著な特徴を持ち，厚くて目立つ何層かの火山灰層を除き，薄いガラス質火山灰層や結晶質火山灰層は分析を行わないと対比が難しい．

大阪平野南部の泉北・泉南丘陵では，Itihara et al. (1975)によって岩相層序が検討され，光明池団体研究会(1971)，吉川(1976)によって火山灰層序が編まれた．吉川(1976)の火山灰層序は，大阪層群の模式層序として，平野部で掘削された深層コアの層序の決定に重要な役割を果たしている（吉川ほか，1997；吉川ほか，1998；吉川ほか，2000；石井，2002；など）．

泉北丘陵では住宅地の造成が盛んに行われている．大阪層群最下部団体研究会(1992)では，狭い範囲であるが，詳細な調査を行い，下部更新統の Ma3 層準から中部更新統の Ma6 層準にかけて新たな火山灰層を複数見いだし，火山灰層序の精度の向上に貢献している．

本研究の調査地域は，大阪層群最下部団体研究会(1992)の調査地域より 2.5km 南東に位置し，より下位の層準を観察することができた．３層の海成粘土層と４層の火山灰層を見いだし，分析を行ってその対比を検討した．その結果，下位から，光明池Ⅳ火山灰層，山田Ⅰ火山灰層，山田Ⅱ火山灰層，アズキ火山灰層に対比できることが明らかになった．

調査にあたっては，都市基盤整備公団関西支社のご協力で，工事現場への立ち入りを許可していただいた．

Table. Characteristics of volcanic ash layers, distributing in the study area

Locality	Sample No	Mineral composition Gl.	Fl.	Qz.	Hm	Oth.	Volcnic Glass Shape H.	C.	T.	O.	Reflective index n=	Heavy mineral composition Bi.	Am	OPX	CPX.	Ap.	OPQ.	
						(%)											(%)	
Loc.2	Sample 6	94	5			1	26	33	40	1	1.512-1.517		7	44	12		37	Azuki
Loc.1	Sample 5	90	8		2		31	36	31	2	1.510-1.516		16	41	27		16	Azuki
Loc.1 base	Sample 4	86	5		1	8	21	37	41	*	1.508-1.515	1	21	46	4		28	Azuki
Loc.3	Sample 3	94	4		*	2	*	19	81		1.508-1.516		98				2	Yamada II
Loc.3	Sample 2	87	7	*	*	5	45	33	22	*	1.502-1.506		69	23	1	1	7	Yamada I
Loc.3	Sample 1	18	55		25	2		15	85		1.504-1.509	*	74	16	*	*	8	Komyoike IV

Mineral composition (Gl. volcanic glass; Fl. feldspar; Qz. quartz; Hm. heavy mineral; Oth. others), Shape of volcanic glass (H. H-type; C. C-Type; T. T-type; O. other type, Heavy mineral composition (Bi. biotite; Am. amphibole; OPX. orthopyroxene; CPX. clinopyroxene; Ap. apatite; OPQ. opaque minerals), * 1%>

調査位置図

P-6

鹿児島県トカラ列島口之島の火山地質とテフラ

中尾 武司・古山 勝彦（大阪市立大学）

Takeshi NAKAO, Katsuhiko HURUYAMA: Volcanic Geology and Tephras in Kuchinoshima, Tokara Islands, Kagoshima Prefecture, Japan

守屋・奥野(1995)は，近い将来噴火が予想される火山として白山・乗鞍・妙高・開聞などとともに鹿児島県トカラ列島口之島をあげている．また，火山噴火予知連絡会は2003年1月21日に活火山Cランク(過去100年噴火していない火山)に口之島を新たに加えた．口之島火山はテフロクロノロジーの研究では西村ほか(1993)，町田ほか(2001)，森脇ほか(2002)などの報告がある．西村ほか(1993)によると，口之島では過去一万年間に少なくとも数回噴火している．しかし，火山地質学的調査報告は松本・松本(1965)，Daishi(1988)以来報告がない．今回は，現在までの調査で明らかになった口之島のテフラ，岩石の記載岩石学的・岩石化学的特徴および口之島火山の火山層序，火山発達史について述べる予定である．

口之島の位置・地形・地質

口之島は，鹿児島市から南南西へ184kmの位置にある火山島で，長径約7kmで北北西～南南東に延び，短径は約3kmの火山島である．島の中央部は溶岩ドームやカルデラ壁などの火山地形が明瞭である．

空中写真判読及び現地調査に基づいて口之島の火山地形を18の地形に分類し，現地調査による結果と火山地形分類図を基に地質図を作成した(図1)．ウエウラ山形成より前の火山活動により形成されたところは当時の地形の原形をとどめていないのに対し，ウエウラ山形成以降の火山活動により形成されたところは比較的火山地形を残している．

岩石の記載岩石学，岩石化学的特徴

口之島の主要な岩石について記載し，全岩化学組成分析を行った．戸尻溶岩のゼノリス(SiO_2＝54.78%)をのぞき，SiO_2が57～65%の範囲であり，安山岩～デイサイトに分類される．また，薄片観察においてもほとんどが輝石角閃石安山岩～角閃石輝石安山岩であり，他のトカラ列島の火山と比較して角閃石安山岩を主要な岩石とする点で異なっている．口之島の岩石のハーカーダイアグラムでは，T-Fe_2O_3／MgO図ではSiO2が増加してもT-Fe_2O_3／MgOはあまり増加しないカルクアルカリトレンドを示す．また，ゼノリスを除くすべての岩石がカルクアルカリ系列の岩石領域に入る．K_2O図では，ウエウラ山の溶岩が低カリウム安山岩であるのを除き，中カリウム安山岩の領域に入る．また，TiO_2，Al_2O_3，T-Fe_2O_3，MnO，MgO，CaO，Na_2O，K_2Oの各図では，ゼノリスを含む口之島の岩石はほぼ同じ，直線的に減少するトレンドをとる．しかし，火山活動の新期のものほど酸性に移行するといったことはない．

口之島火山の火山発達史

口之島火山の火山発達史は以下の5期に区分した.

◆**第 1 期(古期)**:現在では火山地形をとどめていない, 古期の活動古期火山活動. 向岳溶岩ドーム(0.31±0.12Ma)の形成. その後フリイ岳溶岩ドームの形成. その後グノメ崎・岩屋口・岩屋アグルチネートを形成するようなストロンボリ式噴火による火砕物の噴出.

◆**第2期**:溶岩流, 降下ラピリを噴出するウエウラ山火山の活動, そしてウエウラ山カルデラの形成と, それに伴う大勝火砕流の発生. それに前後してタナギ山火山岩類の形成.

◆**第3期**:ウエウラ山カルデラ内に横岳溶岩ドームの形成と横岳降下ラピリの噴出. その後横岳南西部の山体崩壊による横岳岩なだれの発生と, それに伴う横岳馬蹄形カルデラの形成.

◆**第 4 期**:古前岳溶岩流の噴出, 前岳溶岩ドームの形成.

◆**第 5 期**:鬼界アカホヤテフラ(7.3Ka)堆積以降の活動. 新前岳溶岩流の噴出, ホトケビラ岳溶岩ドーム・溶岩流の噴出, ヒキスエ溶岩流の噴出, 戸尻溶岩ドームの形成と, その後最新の火山活動である燃岳溶岩ドームの形成.

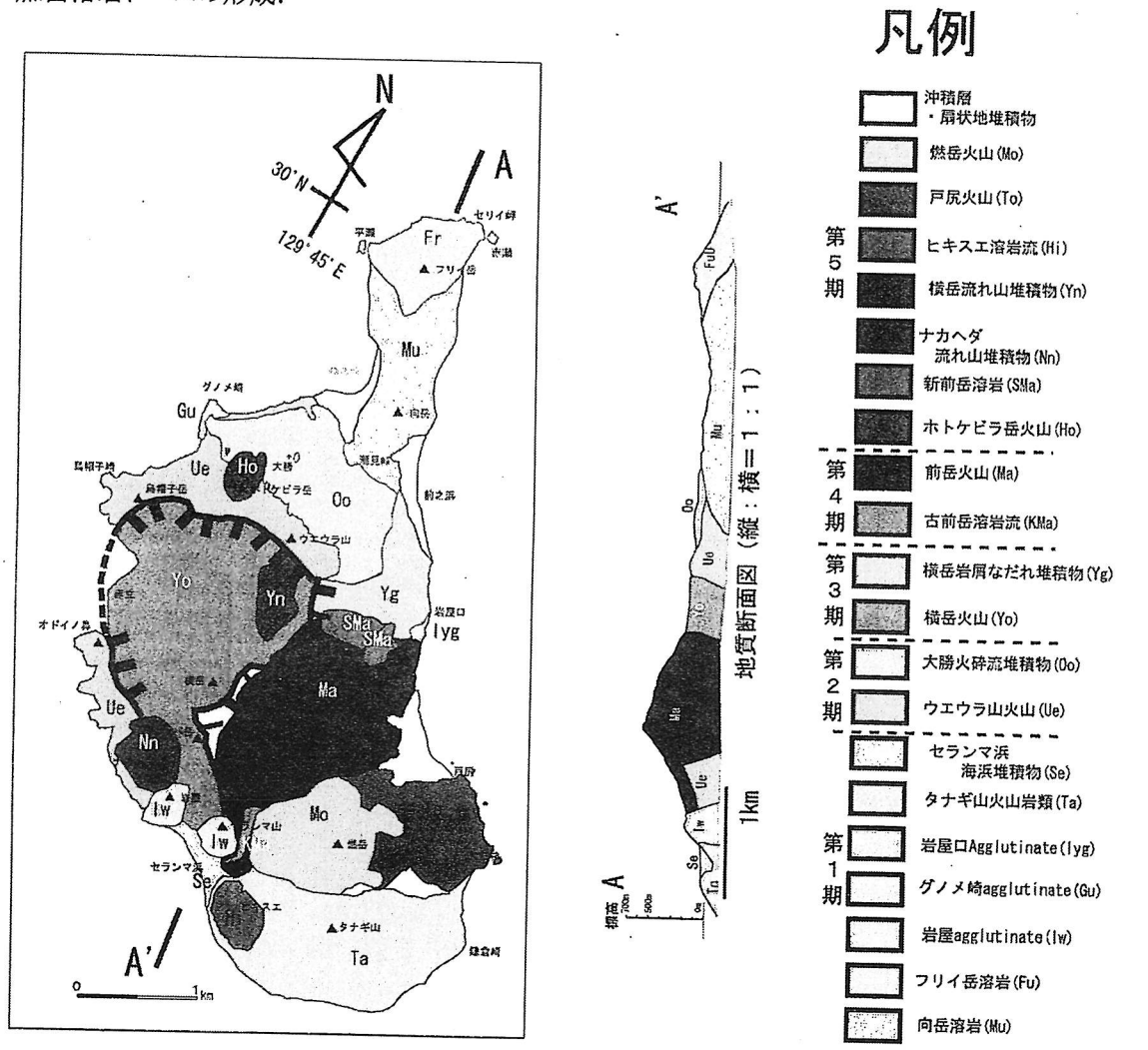


図1. 口之島の地質図と層序

P-7

黒松内低地断層帯調査で得られた放射性炭素同位体年代と火山灰

吾妻 崇・桑原拓一郎・下川浩一・杉山雄一・寒川 旭(産総研)・奥村晃史(広島大)
黒澤英樹・三輪敦志(応用地質)・古澤 明(古澤地質)

Takashi AZUMA, Takuichiro KUWABARA, Koichi SHIMOKAWA, Yuichi SUGIYAMA, Akira SANGAWA, Koji OKUMURA, Hideki KUROSAWA, Atsushi MIWA, Akira FURUSAWA: 14C age data and marker tephra layers obtaind from Trench Excavation and boring survey on Kuromatusnai-teichi Fault zone in the southwestern part of Hokkaido

黒松内低地断層帯は北海道の南西部に位置する長さ約25kmでほぼ南北走向の断層帯である．同平成14年度には，これらの点を明らかにするために，変位地形が明瞭な白炭地区と長万部地区の2地点においてトレンチ掘削調査，S波反射法地震波探査，およびボーリング掘削調査を実施した．本報告では，これらの調査から得られた放射性炭素同位体年代及び指標火山灰について報告するとともに，黒松内低地断層帯の活動性について考察する．

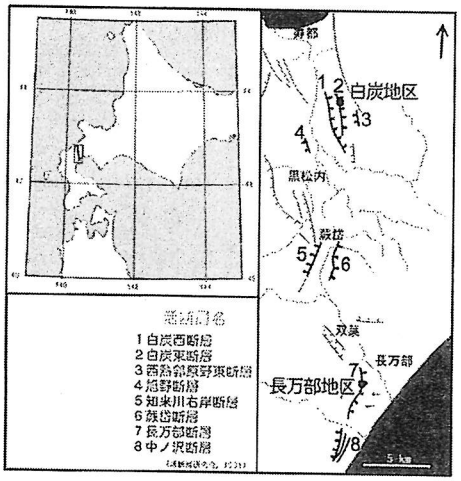
＜白炭地区＞

トレンチ掘削調査により，背斜状の地形の部分にみられる褐色の風成ロームとその下位にほぼ水平に堆積している白色シルト層及び泥炭を観察した．風成ローム層には背斜状の地形の斜面に向かってクラックが発達しており，この風成ローム層とその下位のシルト層との境界の上位約50cm付近にクッタラ第2火山灰と思われる火山灰が混在している．白色シルト層の下位には泥炭層が存在しており，同地層からは約45,000年前との放射性同位体年代（AMS法，δ^{13}C補正年代）が得られた．一方，白色シルト層の上部を削って堆積している砂層中に含まれている複数の木片からは約200年前から現代の間との放射性炭素同位体年代（同上）が得られた．この砂層は白色シルト層と風成ローム層との境界部にも存在しており，その場所，すなわち風成ローム層の下位からも同様に新しい年代が得られている．背斜状の地形の基部では，風成ローム層のブロックにより地表付近の灰褐色シルト層が押されて変形しているようにみえる．また泥炭層上限はトレンチの西縁で約20度の傾斜で傾き上がっている．トレンチ内の地層にみられるこれらの構造は背斜状の地形を形成した西傾斜の逆断層運動の可能性を示すように思われるが，断層の存在を直接的に示す証拠は得られていない．

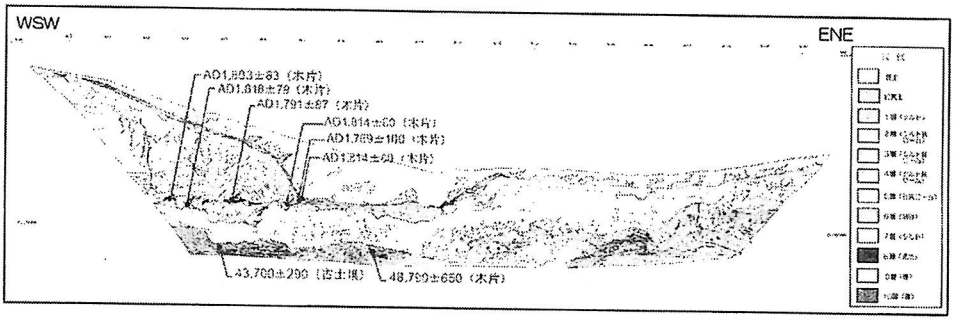
＜長万部地区＞

トレンチ掘削調査では，東へ約15度傾き下がる白色シルト層および泥炭層と，それらを傾斜不整合で覆う砂礫層が観察された．白色シルト層中には層厚約10cmでクッタラ第2火山灰が挟在している．砂礫層中に挟在する腐植質シルトからは約4,000年前から約9,000年前の間の放射性炭素同位体年代が得られた．白色シルト層・泥炭層の傾斜は堆積時の傾斜とみなすこともでき，撓曲崖の形成に直接結び付けることはできない．トレンチ西縁付近で泥炭層を切る変位量が約10cmの小規模な逆断層構造が認められた．またトレンチ北壁面で砂礫層中に液状化現象と思われる構造が観察された．しかしながら，これらが同断層帯の活動を示すものとは考えることは困難である．

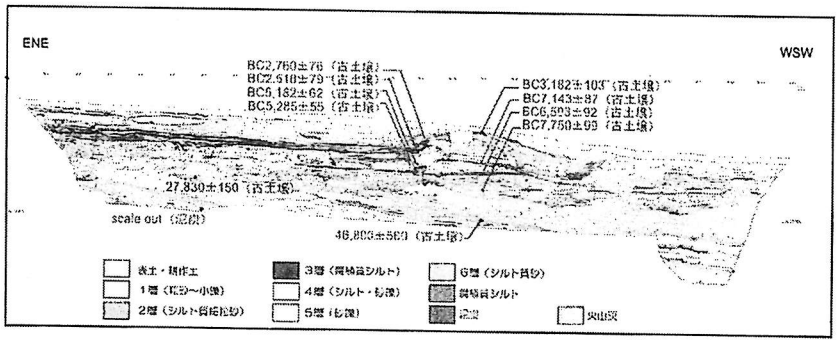
トレンチ掘削地点を挟んで，断層の隆起側で2ヶ所（OT-1，OT-2），低下側で1ヶ所（OT-3)においてボーリング掘削調査を実施した．掘削深度は隆起側ではそれぞれ10m，低下側は20mとした．OT-1では層厚約2mのローム層の下位に薄い泥炭層を伴うシルト層と，段丘構成層と思われる亜角礫層およびその基盤にあたる瀬棚層が確認された．OT-2ではトレンチ内で観察される沖積扇状地の堆積物とその基盤をなす砂層を確認したが，具体的な年代を示す試料は得られなかった．OT-3では地表下3m付近にクッタラ第2火山灰が，地表下7m付近に洞爺火山灰が挟在する．クッタラ第2火山灰直下の泥炭層からは49,440±1,010yrBPの放射性炭素同位体年代が得られた．OT-1，OT-3およびトレンチ壁面の泥炭から得られた45,000年前から50,000年前の年代は，測定限界に近いという問題はあるが，これらが適切な値とすると長万部地区における垂直変位速度は約0.2m/kaとなる．



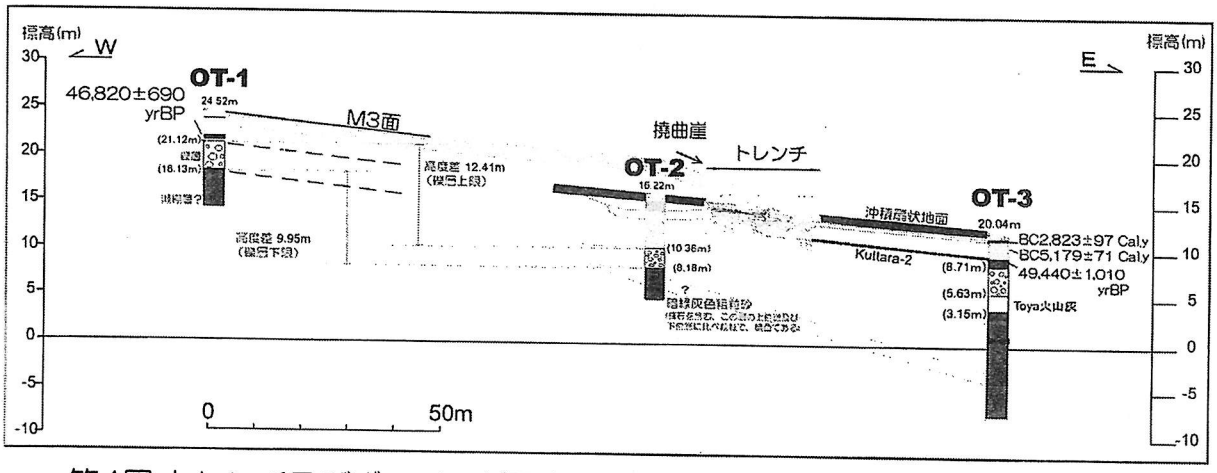
第1図　黒松内低地断層帯の位置（右上）と同断層帯に含まれる活断層（左）．
断層線の位置及び断層名は，活断層研究会（1991）による．左図中の青丸印は今回の調査地点の位置を示す．



第2図　白炭地区トレンチ北壁面のスケッチと^{14}C年代



第3図　長万部地区トレンチ北壁面のスケッチと^{14}C年代



第4図 トレンチ及びボーリング調査に基づく長万部地区の想定地質断面

P-8

新潟県高田平野の微地形と遺跡分布

卯田 強（新潟大・理・自然環境）・工藤 力（㈱庄内測量設計舎）

Tsuyoshi UDA and Chikara KUDO: Relation of microgeomorphology to the location of archaeological sites in the Takada plain, Niigata

新潟県南西部に位置する高田平野は、東西を東頚城丘陵と西頚城山地に、北東－南西方向の海岸砂丘に囲まれて二等辺三角形ををした平面地形をしている。三角形の南端の頂点に妙高火山が位置し、幾多の火山噴出物を流下させ、高田平野の地形形成に大きな影響を与えてきている（高田平原団体研究グループ，1980)。もう１つの平野形成に大きな役割を果たしたのは、関川と保倉川などの主要河川である。

高田平野の地形は、頚城村大池から直江津の河口までの保倉川の河道に沿って、南北に大きくわかれる（図 1)。

北部は平野全体の 1/3 程度の面積を占め、内陸側のラグーン性低地帯と海岸砂丘がおもな構成要素である。ラグーン性低地帯は中央に古保倉川の氾濫原をはさんで、東に中谷内低地を含む旧大潟、西に旧大瀁潟があった。これらはいずれも江戸初期の寛永年間以後に干拓された。古保倉川氾濫原には蛇行した旧河道と小規模な自然堤防がきわめて明瞭に認められる。海岸砂丘は一括して潟町砂丘と呼ばれており、最終氷期のころに形成したと見られる古砂丘、縄文後期以降に形成した新砂丘Ⅰ、室町期以降に形成した新砂丘Ⅱからなる。これらは古いものから順に内陸側から海岸に向かって並列しているが、新しい砂丘が古いものをかなりな部分被覆して重複するため、砂丘間低地がほとんど発達しない。

南部は完新世段丘が大半を占め、南端部には妙高火山の火山砕屑物が扇状地を形成する。飯田川と関川がこの段丘面を３分して北流し、それぞれに氾濫原を形成している。とくに関川は妙高山麓からの扇状地が過ぎると顕著な蛇行流路となりる。江戸期の高田城はこの旧河道を利用して掘割を作っている。

いずれの地域にも丘陵縁に更新世段丘群と小規模な扇状地が発達する。更新世段丘群は高位・中位・低位の３段が区別でき、これらは高浜(2001)の裏山・愛の風・平山の各段丘面にに相当すると思われる。

1996 年、北陸自動車道と上信越自動車道のジャンクションに裏山遺跡が発見され、にわかに高田平野が騒がしくなった。標高 90mあまりの段丘面一帯に弥生後期の環濠をめぐらした高地性集落であったから、「倭国大乱」が新潟にも及んだとして注目されたのである。同じような特徴を持つ遺跡は新井市斐太でもすでに発見されているが、この時代の遺跡は高田平野全体ではむしろ少ないほうである。縄文期は西頚城丘陵縁の段丘群と潟町古砂丘上に遺跡が多く見られる。とくに上越市向橋の蛇谷遺跡では後期旧石器時代のスクレイパーなどが発見され、最終氷期最盛期以前の人影を見て取れる。彼らはナウマン像を追った「野尻湖人」の親戚に違いない。

潟町古砂丘の内陸側、すなわち大瀁－大潟低地帯は縄文海進の影響を受けて、古砂丘が砂嘴あるいは半島のように突き出た内湾だったと推定され、ここにたくさんの遺跡が点在する。出土品の中に石錘が多くみられることから、漁労が営なまれていたと考えられるが、丘陵縁の集落が狩猟中心であったのと対照的である。

高田平野は古墳期以降大きな発展を遂げる。大潟町丸山古墳・上越市中島廻り古墳が前期のもので、ラグーンや完新世段丘面の縁に位置しているが、後期になると平野南東部から南西部の段丘や扇状地上に小規模ながらもたくさんの古墳が建設された。7 群 214 基の黒田古墳群と観音平・天神堂古墳群、7 群 200 基余の水科・宮内古墳群、約 50 基の梨ノ木・谷内林古墳群などで、これだけの数の古墳群は新潟の他の地域では見られない。

奈良期になると完新世段丘面の開発が盛んになった。そこに多くの条里制の地割が現在でも認められる（頚城村,1988；吉川町,1996）。条里制地割は上越市地頭方など18箇所あまりを空中写真で確認できるが、いずれも南半部の丘陵近縁であって、完新世段丘面北半部では認められない。地割の形態はいわゆる半折形のものがおおく、越前大野郡に似た様相を呈している。平安期になるとラグーン性低地帯および氾濫原以外にはたくさんの遺跡が点在し、完新世段丘面の北半部はこの期になって開発されたことを示している。この時期には佐見荘など荘園開発が盛んであった。またこの期に古保倉川旧河道にはたくさんの史跡が集中するようになることから、中谷内ー旧大潟が淡水の湖沼として独立したものの、旧大潟はまだ内湾性の環境にあったと考えられる。この湾が閉じられるのは室町期以降に発達した新砂丘Ⅱによる。関川や飯田川の氾濫原は室町期以降にできたもので、ここには遺跡が分布しない。約1000年前の平安海進の終焉とともに完新世段丘面が完成し、また保倉川は現河道を流れるようになった。

高田平野は、密度の差こそあれ、旧石器時代から一貫して遺跡が分布しており、時代が下がるにつれて丘陵部から海岸に向かって次第に生活の場が移ってきたことを示している。気候の温暖な平安期には完新世段丘面の全体が開発され、ラグーン性低地は気候が再び寒冷化して海水準が若干低下した江戸期まで待たなければならなかった。

一方、新潟平野ではこのようの微地形の特徴と遺跡の分布とはまったく異なっている。新潟平野はきわめて平坦で標高が低いため、胎内川などの扇状地をのぞいて、平安海進の影響を強く受けて遺跡分布がリセットされ、室町期以降に新たな開発が行われている（野部,2001;平松・卯田,2002；平松ほか,2003）

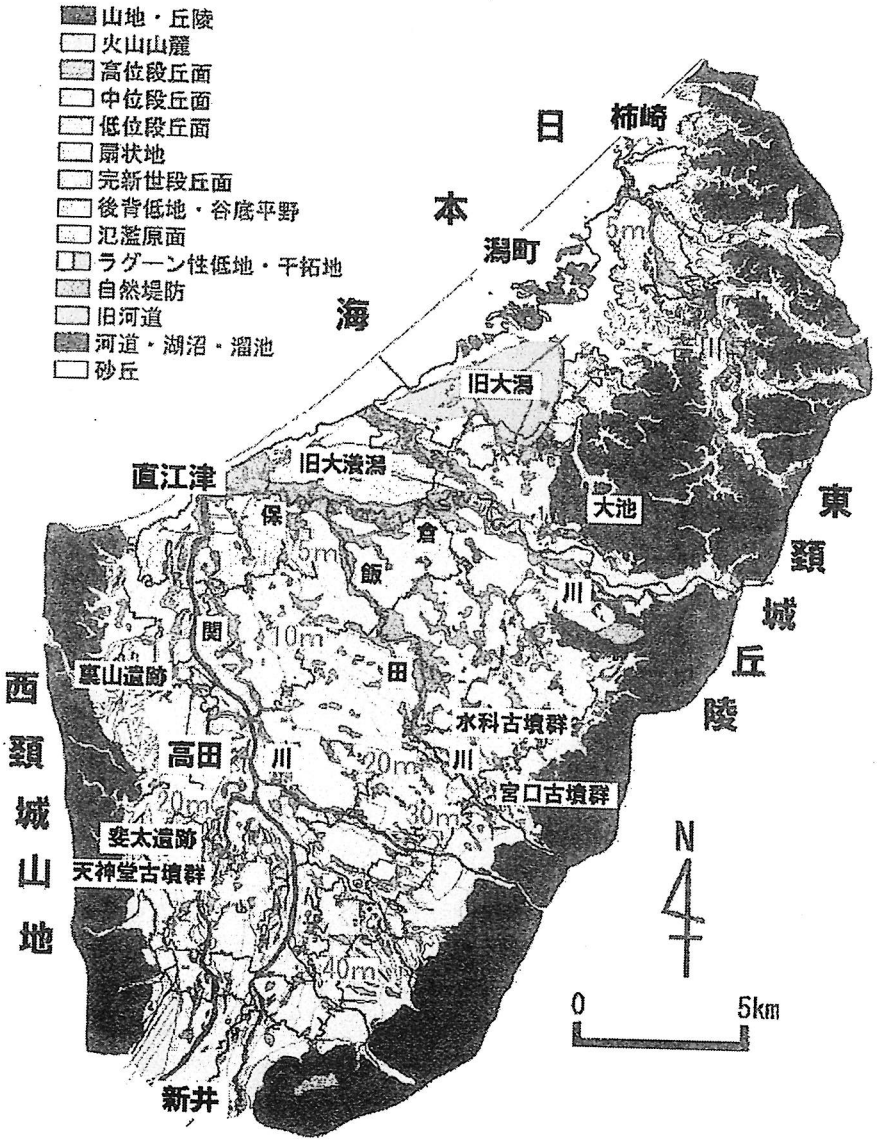


図1　高田平野の地形分類図

P-9

長岡・小千谷の活褶曲地域に見られる微地形

東 慎治（新潟大学）・卯田 強（新潟大学）

Shinji AZUMA and Tsuyoshi UDA ; Micromorphology in the area of active fold region from Nagaoka to Ojiya cities central Japan

【はじめに】

新潟県津南町から十日町市、小千谷市を経て長岡市西方に至る信濃川中流域には 広く河成段丘群が発達している。これらの段丘群はローム層の特徴や比高に基づいて区分・対比が試みられてきた(信濃川段丘グループ,1968；新潟平野団体研究グループ，1972 など)。また、特に小千谷市周辺地域における段丘面が、基盤の褶曲構造と調和する変形を受けていることが古くから知られ(池辺，1942；大塚，1942；太田，1968 など)、日本における活褶曲についての最良のフィールドとして多くの地形・地質研究者をひきつけてきた。

この地域の地形は信濃川が山間部を抜けて平野へ向けて新たな地形を形成し始めるという意味を持つばかりか、新潟平野全体の形成を推し量るのにも重要な場所である。そこで本報告では、今まであまり言及されてこなかった活褶曲地域に見られる微地形の形成について詳細に見ることで、新潟平野南端部における地形形成の特徴と活褶曲との関係について検討した。

【河成段丘面の区分】

空中写真判読および現地調査に基づく地形分類図の作成にあたり、段丘面区分・名称は新潟平野団体研究グループ(1972) のものを参考にした。段丘面は高位のものから、越路原Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ面、小粟田原面、船岡山面、潮音寺面、小千谷・来迎寺面の八つに区分される。

【地形的特徴】

平野部の微地形

信濃川右岸の長岡市南部から氾濫平野が発達し、旧河道とそれに沿う自然堤防が確認できる。旧河道は網状形態を取ることから、この地域はやや勾配が大きいと判断できる。網状流路は信濃川が山間部から平野部へ移行する三俵野付近から端を発し、長岡市街地南部で最も広く発達し、信濃川左岸の中沢周辺にも認められる。

また、東山丘陵を開析する河川によって平野東縁に小規模な扇状地が形成されている。河成段丘は発達程度が悪く丘陵縁辺部に小規模に分布するのみである。

段丘面上の微地形

ここでは段丘面の分布の規模が大きく、変形の様子や微地形の発達の特徴が分かりやすい小粟田原面と小千谷面について記載する。

小粟田原面：小粟田原に広く発達する段丘面の中央部をほぼ南北に小千谷向斜軸が通っている。段丘面はその向斜による変形を受けているが、西翼のほうが東翼より急傾斜で非対称となっている。向斜軸方向での地形断面を見ると、緩く culmination-depression を繰り返しながら、全体として北方に plunge するのが分かる。

段丘面上には浅い谷地形が変形に調和するように発達する。すなわち、段丘面の中央部では向斜軸に沿って南から北へ向かう比較的幅の広い谷地形が見られ、これに両翼より中央部に向かって合流するように発達する谷地形があり、段丘面全体では樹枝状の幼年期の開析状態となっている。東翼では段丘面の傾斜が緩いため谷地形が蛇行している。一方、西翼では上位の越路原面を開析する谷がこの面まで連続し 片貝などでは小規模な扇状地を作る。

小千谷面：これは信濃川右岸で最も規模の大きい。段丘面は中央部が曲降しつつ わずかに北方に傾斜していることから、小粟田原面ほど変位量は大きくないものの、同様な向斜状構造による変形が考えられる。しかし、南西部の時水周辺では開析による谷地形が西から褶曲させたと推定される向斜軸を切って東へと延びるため、小粟田原の向斜は小千谷面に連続していないと考えられる。さらに、三仏生付近には北東方向へ延びる旧河道による谷地形があり、上述した小粟田原の谷地形とよく似た状況を示している。この谷付近では小千谷面の西傾斜はほとんど見られなくなり、これを挟んで西側にわずかに東傾斜した面が認められる。そのすぐ西側に小粟田原の段丘崖がある。

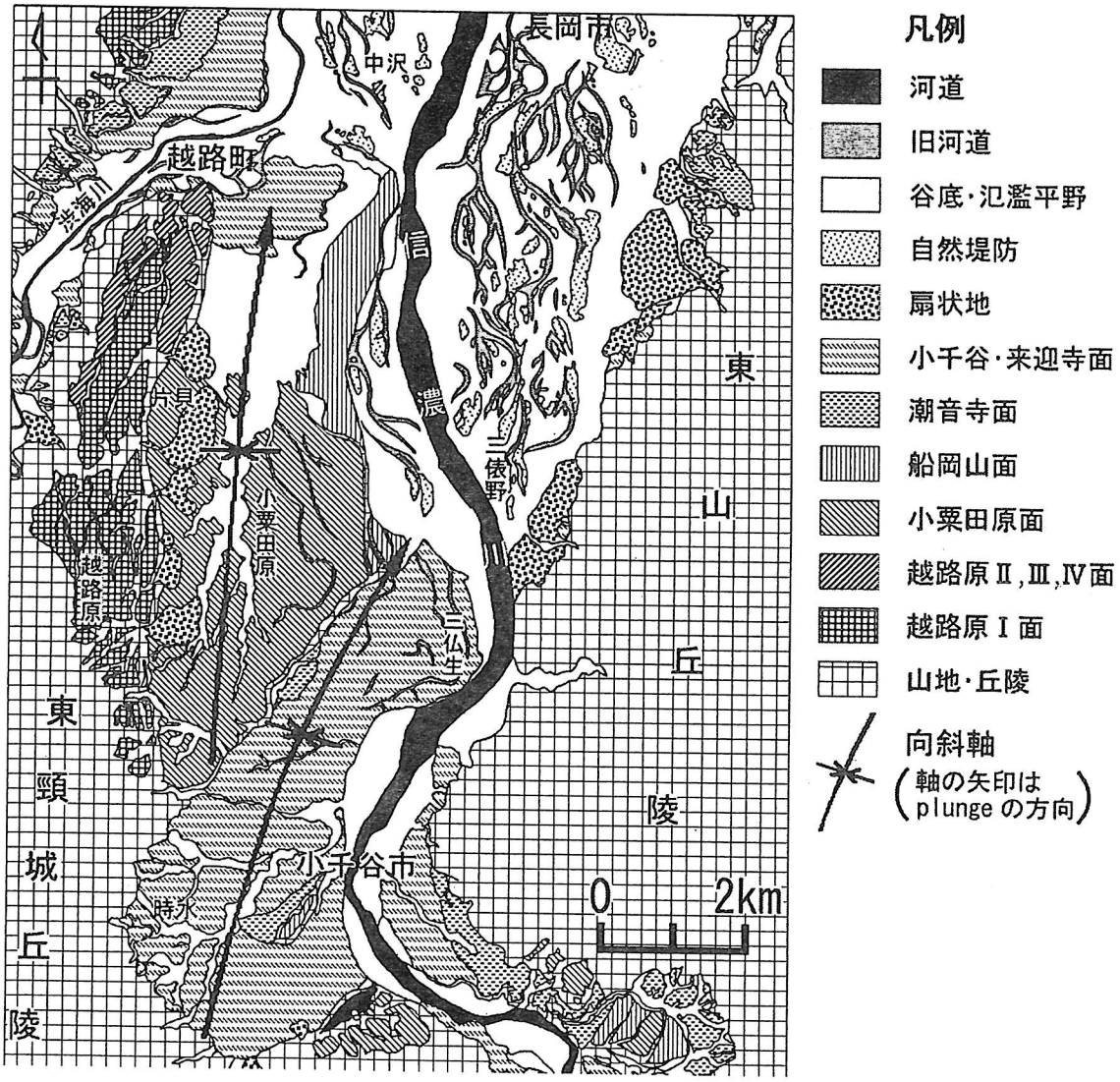
このことから三仏生付近には小千谷面を変形させた向斜軸があると考えることができる。そうだとすると、小粟田原面を変形させた向斜と小千谷面を変形させたものとは方向性が異なっていることになる。小粟田原の向斜はほぼ南北方向の軸をもつのに対し、小千谷面を変形させた向斜は北東－南西方向の軸を持つ。

【褶曲運動と微地形】

小千谷向斜の褶曲運動は従来考えられていた段丘面の変形のみならず、その後も段丘上の微地形形成にも影響を及ぼしていることが、段丘面の変形を反映した発達の様子から分かる。この褶曲運動は、北方への plunge を伴っているため信濃川の河床勾配を増加させ、褶曲軸の延長上である長岡市南部に網状流路を発達させたと考えられる。

また、小粟田原面を変形させた褶曲と、小千谷面を変形させたものとの向斜軸の方向性が異なっていることについては、今のところ何が原因であるかを決定できない。しかし、小粟田原面の向斜構造は一本の褶曲ではないことは明らかで、このことは雁行状になった信濃川褶曲帯の中の一つの segment である可能性、あるいは全く新しい時期に無関係に形成したものである可能性が考えられる。

図－1　長岡・小千谷周辺の地形分類図



P-10

Correlation and Chronology of Fluvial Terraces along the Shinano River Fold and Thrust Fault Zone, Central Japan

KIM, Haeng Yoong (Kyoto university) ・SINAGAWA, Shunsuke (Public Works Research Institute)

Terraces at the Nishiyama Hills, Higashi-Kubiki Hills and Uonuma Hills along the Shinano River are classified by many previous studies. The author identifies ages of terraces based on geomorphic stratigraphy, facies of terrace deposits and analysis of marker tephra and loam deposits.

1. Standard loam stratigraphy

A standard tephra stratigraphy was established at the southern part of the Uonuma Hills (Hayatsu and Arai, 1981 and Yoshinaga *et al.*, 1997: Fig. 1). The most important tephra layers for estimating the ages of terraces formation in fourteen tephras are Aira Tanazawa volcanic ash (^{14}C age: 21-25 ka; eg. Machida and Arai, 1992, marine isotopic stage 2; in the following simply expressed as 'stage'); Daisen Kurayoshi pumice (^{14}C age: 50-52 ka, stage 4, Machida and Arai, 1992), Iizuna Kamitaru C pumice (Fission Track age, 130-150 ka; stage 6-5, Suzuki, 2000), Maibara B pumice (stratigraphic age: 200 ka, Hayatsu, 1981), Omachi A pumice (Fission Track age: 350 ka, Suzuki and Hayatsu, 1991). In addition, the loam deposits have the concentrated horizon of β quartz between the Daisen Kurayoshi pumice and the Iizuna Kamitaru C pumice at the most localities. A thickness of loam deposits is approximately 10 meters. Fourteenth tephras are noticed within the loam deposits. Those were already correlated with widespread marker tephras. Samples of loam were analyzed at 2 cm intervals for magnetic susceptibilities. The loam deposits have two properties on the magnetic susceptibility, either spike or gentle. The spike expression is consisted of the distinct tephra layers within the loam deposits. The values of spike are over 500 $10^{-8}m^3/kg$. As getting rid of the spike horizon from the entire magnetic susceptibility, a gentle curve can be expressed as a variation curve composed of relatively higher and lower values between 50 and 300 $10^{-8}m^3/kg$. Values of topsoil and loam deposits formed at the relatively warm period tend to become generally higher, although the topsoil is eroded at the type locality. The horizons with higher value correspond to the horizons that the very fine quartz within the loam deposits is little. Thus the layer with high value is named as S layer, and the layer with low value is named as L layer. In addition, the number is given to each S layer and L layer in the descending order, S0, L1, S1,L2・・S10, L10. S1 layer and L1 layer are subdivided into S1-1, L1-1, S1-2 and L1-2. S1 and L1 layers were formed during the last inter glacial and last glacial periods, respectively.

2. Ages and correlation of terraces based on the loam stratigraphy

The oldest terrace is the Takaha terrace identified at the Uonuma Hills. The author names this terrace as Terrace Ⅰ, and calls for the lower terraces as Terraces Ⅱ, Ⅲ・・Ⅸ in the order from the old to the young. The emergence ages of terraces are estimated as follows judging from the occurrence of tephras and their ages as well as magnetic susceptibility of loam deposits on each terrace: Terraces Ⅰ (ca. 400 ka), Ⅱ (ca. 350 ka), Ⅲ (ca. 200 ka), Ⅳ (ca. 150 ka), Ⅴ (ca. 130 ka), Ⅵ (ca. 100ka), Ⅶ (ca. 50 ka), Ⅷ (ca. 25 ka) and Ⅸ (ca. 20-10 ka). The ages and correlation of terraces along the Shinano River are summerized in the Fig. 1.

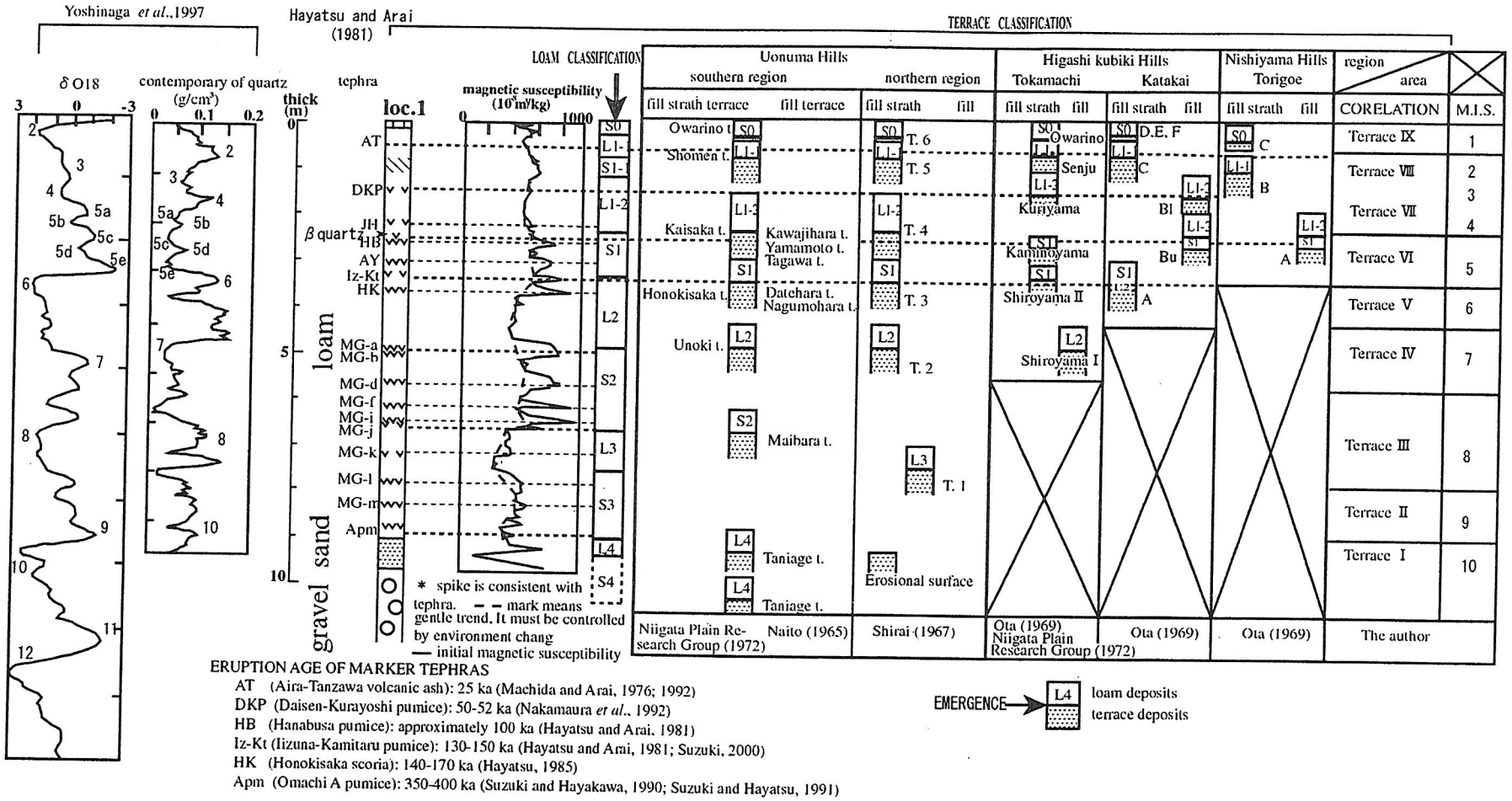


Fig.1 Correlation and Chronology of Terraces along the Shinano River based on the Property of Loam Deposits
Loam is distinguished to S-unit and L-unit based on magnetic susceptibility sequence, facies and marker tephra. S-unit is relatively high value zone of magnetic susceptibility. Tephra stratigraphy was fundamentally established by Hayatsu and Arai (1981). Terrace surfaces distribute along the Shinano River are correlated based on the relationship among the topographic nature, tephra stratigraphy and magnetic susceptibility valuation of loam deposits.

P-11

北陸地方東部(金沢平野～富山平野間)における河成段丘面の編年と対比

中村洋介，岡田篤正 (京都大学)

Formation age and correlation of fluvial terraces in the eastern part of Hokuriku region

筆者らは，北陸地方東部(金沢平野～富山平野間)に位置する活断層の平均変位速度を明らかにするために，本地域に広く分布する河成段丘群の編年を行った．本地域は，段丘構成層中に編年の指標となる火山灰層を純層で確認できることは稀であるために，本研究では段丘を覆う被覆土壌層の採取を行い，これに微量に含まれる火山起源の鉱物を用いて段丘形成時期の推定を行った．また，本地域は一般に圃場整備や都市化を受け自然露頭に恵まれないため，砺波平野を除く各地域では被覆土壌層の採取を主にボーリング掘削によって行った．本地域で主に認められる後期更新世の広域テフラは，AT，DKP ならびに K-Tz であり，一部の地域では立山 D や SK 等が認められる．以下に，各地域ごとの段丘面の区分と被覆土壌層中における火山灰層位に関する概略を記す．

1．金沢平野(犀川～浅野川流域)

金沢市街地を流れる犀川～浅野川流域に発達する河成段丘群は大きく，野田面，小立野面ならびに笠舞面の３面に分類される．さらに，野田面は野田Ⅰ～Ⅱ面，笠舞面は笠舞Ⅰ～Ⅳ面に細分される．これらの段丘面のうち，野田Ⅰ面を覆う土壌層の下部に K-Tz が，小立野面を覆う土壌層の最下部には DKP が，笠舞Ⅱ面を覆う土壌層の最下部には AT がそれぞれ挟在する．また，野田Ⅰ面構成層上部に SK が挟在されることが国土地理院(2002)によって報告されている．

2．砺波平野(小矢部川～庄川流域)

砺波平野(小矢部川～庄川流域)に分布する河成段丘面は，大きく立野ヶ原面(Ⅰ面)～青島面(Ⅸ面)の９面に分類でき，広域火山灰である DKP およびＡＴが，それぞれ城端面(Ⅳ面)以上の被覆土壌層中や構成層上部に挟在する．これらの河成段丘面のうち，城端面構成層上部や盛新面(Ⅲ面)以上の構成層を覆う被覆土壌層中に DKP が，下野面(Ⅵ面)構成層上部には AT がそれぞれ挟在する．

3．富山平野西縁(井田川～神通川流域)

富山平野西縁(井田川～神通川流域)に分布する河成段丘面は，高位より大きく開ヶ丘面(Ⅰ面)～中島面(Ⅹ面)に分類できる．広域火山灰である AT，DKP，K-Tz，ならびに立山 D が，山本面(Ⅵ面)以上の構成層を覆う被覆土壌層中に挟在する．これらの河成段丘面のうち，DKP は境の新面(Ⅴ面)を覆う被覆土壌層の最下部に，AT は八尾面(Ⅵ面)を覆う被覆土壌層の最下部に，それぞれ挟在する．また，K-Tz は外輪野面(Ⅲ面)を覆う土壌層の下部に，立山 D は山本面構成層上位や外輪野面を覆う土壌層の最下部に，それぞれ挟在する．

4．富山平野東縁(上市川～黒部川流域)

富山平野東縁の常願寺川から黒部川に至る約 60km の区間には扇状地性の河成段丘が連続的に分布する．これらのうち，本研究ではその北東部を占める上市川～黒部川流域に至る約 30km の区間で詳細な調査を行った．本地域に分布する河成段丘面は，大きく十二貫野面(Ⅰ面)～吉島面(Ⅷ面)のⅧ面に分類でき，広域火山灰である AT，DKP ならびに K-Tz が大海寺野面(Ⅳ面) 構成層を覆う被覆土壌層中に挟在する．これらの河成段丘面のうち，DKP は広野面(Ⅴ面)を覆う被覆土壌層の最下部に，K-Tz は大海寺野面を覆う土壌層の下部に，それぞれ挟在する．

※なお，北陸地方東部の活断層(森本，法林寺，高清水，呉羽山，魚津の各断層)の第四紀後期における活動性やその諸特徴については，別の機会に報告する予定である．

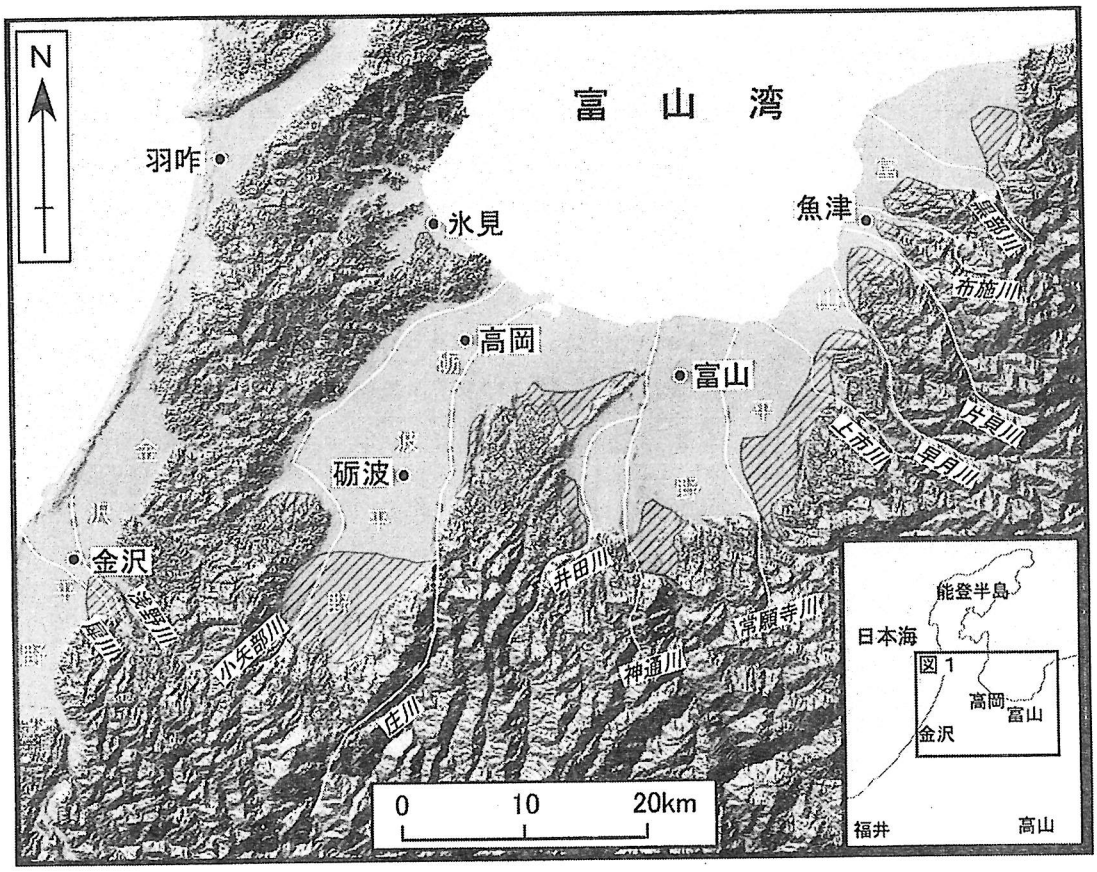


図1　調査地域周辺の地形　斜線部は場所は主な段丘および扇状地

時代	広域火山灰	金沢平野	砺波平野	富山平野西縁	富山平野東縁
後期更新世	ＡＴ ＤＫＰ Ｋ－Ｔｚ	笠舞Ⅳ面	示野面	金屋面	
			野原面	友坂面	吉島面
		笠舞Ⅲ面	井口面	境の新面	升形面
		笠舞Ⅱ面	蓑谷面	八尾面	極楽寺野面
		笠舞Ⅰ面	城端面		
		小立野面	盛新面	長沢面	広野面
		野田Ⅱ面		山本面	大海寺野面
		野田Ⅰ面	立野ヶ原Ⅱ面	開ヶ丘Ⅱ面	中野面
			立野ヶ原Ⅰ面	開ヶ丘Ⅰ面	十二貫野面

図2　北陸地方東部の河成段丘面の区分と対比

上の表は４つの主要地域ごとに総括した模式的なものであり，学会発表時には各主要河川ごとの詳細な段丘面区分，対比表を示す。なお，上述の火山灰のほかにも一部の地域ではＳＫや立山Ｄ等が認められる

参考文献

※神嶋ほか，富山県に分布する広域火山灰―おもにＤＫＰとＡＴについて―．富山県地学・地理研究論集，9. 23-34, 1989.

※中村洋介，富山県砺波平野，高清水断層および法林寺断層の第四紀後期における活動性，第四紀研究，41, 389-402, 2002

※中村ほか，富山平野西縁の河成段丘とその変形，地学雑誌（印刷中）

※中村洋介・金　幸隆，ローム層のボーリング掘削に基づく魚津断層帯南部の第四紀後期における上下平均変位速度，地理学評論（投稿中）

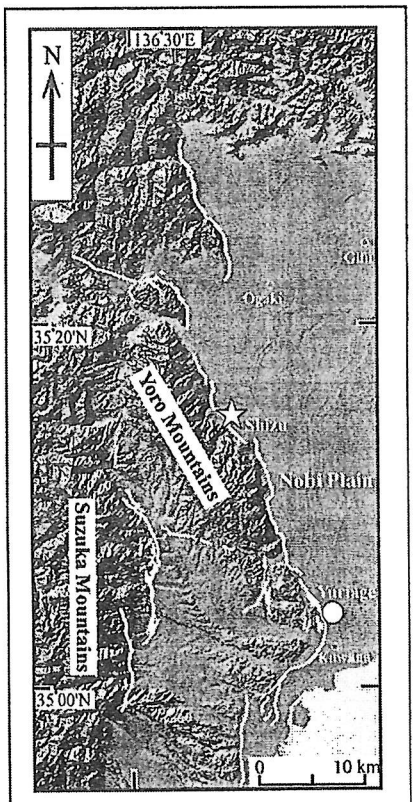
※中村ほか，金沢市街地の河成段丘の形成時期と森本－富樫断層帯野町撓曲の第四紀後期における平均変位速度」，活断層研究（印刷中）

P-12

ボーリング試料分析による濃尾平野西縁断層帯の完新世の活動

中西利典（京大）・竹村恵二（京大）・岡田篤正（京大）

Toshimichi Nakanishi, Keiji Takemura, Atsumasa Okada; Detection of multiple faulting events of the active fault zone along the western margin of the Nobi Plain based on sediment core analysis



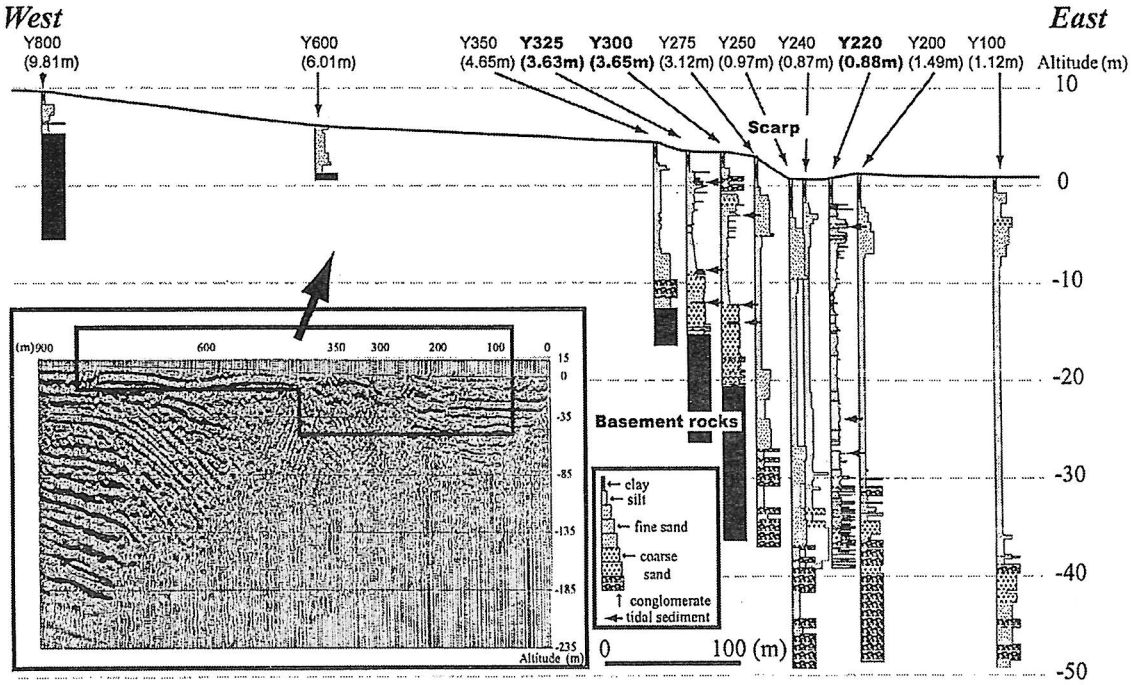
50mメッシュ数値データ（国土地理院，1997）より作成．断層線は「第四紀逆断層アトラス」（池田ほか，2002）に基づく．

内陸活断層で複数回の活動間隔とそれらの変位量を示すため，典型的な逆断層である濃尾平野西縁断層帯を挟んだ沖積層で岩相観察・帯磁（初磁化）率測定・粒度組成分析・砂粒組成分析・AMS 炭素 14 年代測定による検討をおこなった．

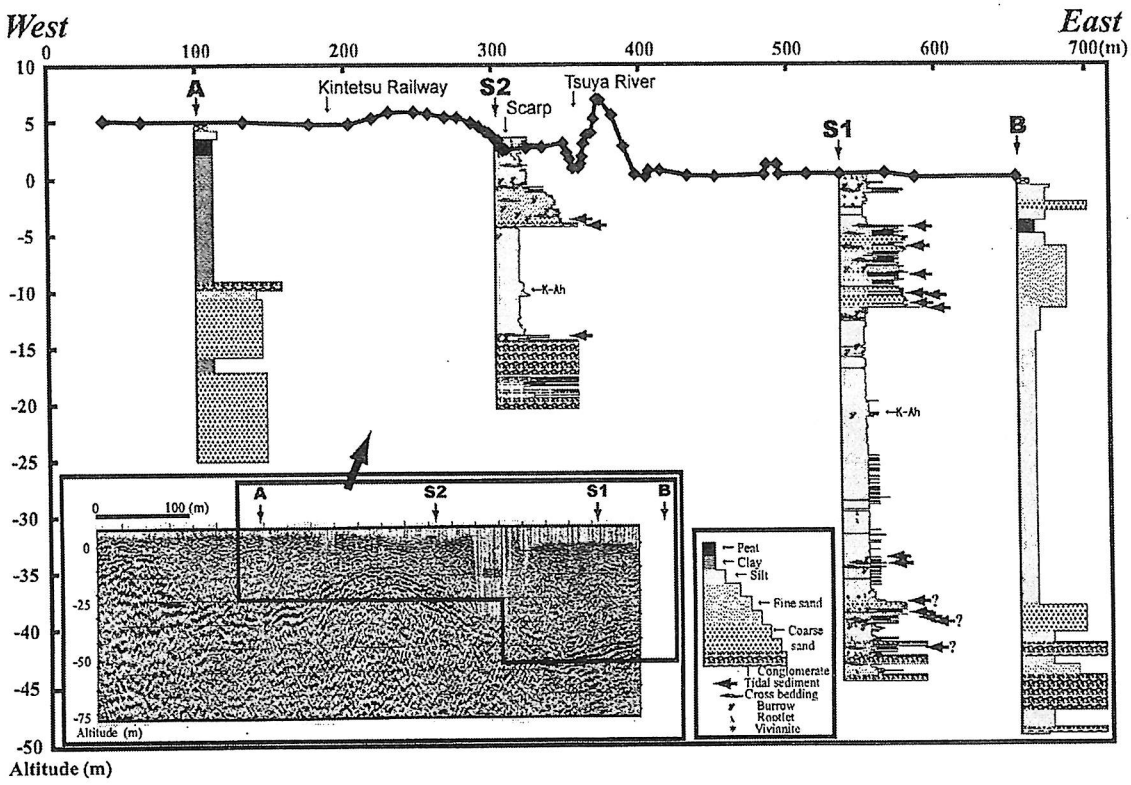
まず，桑名断層においては，産業技術総合研究所（旧地質調査所）により汰上地域で詳細な調査がおこなわれていた．その結果，過去 2 回分の地震イベントの認定と A 級の活動度をもつことが明らかにされたものの，それ以前のより高精度に対比可能な深部の海成層に記録されている地震イベントの解明がなされていなかった（須貝・粟田，1998 など）．そこで既存の試料（地質調査所，1997）を用いて堆積物分析をおこない，新たに地震イベントを認定すると共に，海底でほぼ水平に堆積したと考えられる鬼界アカホヤ火山灰層（7325cal BP；Fukusawa，1995）の変位を基に 2.1mm/yr・海進期（8250cal BP）に形成された潮汐堆積物の変位を基に 1.9mm/yr の平均上下変位速度（最小値；コア採取地点が変形帯内であるため）を求めた．

さらに，桑名断層の延長上にある養老断層でも同様の検討をおこなった．南濃町志津菖蒲原地域の変動地形学的研究は，東郷ほか（1999）や石山ほか（2003）によって詳細なジオスライサー調査（地下数 m の地層解析）と沖積層全体を捉えた S 波反射法地震探査がおこなわれており，残された課題は沖積層全体の堆積学的検討による活動時期の特定であった．そこでボーリング試料を入手して詳しい分析おこなった結果，新たに過去数回分の地震イベントを認定すると共に，鬼界アカホヤ火山灰層の変位を基に 1.5mm/yr・海進期（9300cal BP）に形成された潮汐堆積物の変位を基に 1.7～2.2mm/yr の平均上下変位速度（最小値；コア採取地点が変形帯内であるため）を求めた．

一方，これらの逆断層帯では活動度が高いため隆起側の堆積物が極端に薄くなり，断層を挟んだ地層対比が困難な層準がみつかった．そこで沈降側に厚く残された堆積物を用いて泥の粒度分析や貝種鑑定を検討することによって地震イベント層準を特定する予定である．以上の結果をまとめて，桑名断層と養老断層でそれぞれ解明できた複数回の地震イベントの同時性を検討してセグメンテーション・グルーピングについて解釈し，さらにそれぞれの地点での上下変位量と活動間隔の関係について検討する．



桑名市汰上地域の地質断面図
反射断面とY325・Y300・Y220コア以外の岩相は(地質調査所, 1997)に基づく



南濃町志津菖蒲原地域の地質断面図
反射断面とA・Bコアの岩相は「第四紀アトラス」(池田ほか, 2002)に基づく

P-13

琵琶湖北方の奥川並断層の詳細な位置と完新世の断層活動

尾池和夫・岡田篤正(京大),杉山雄一(産総研),松田時彦(地震予知振興会)
木戸研太郎(水公団),松井和夫・園田玉紀(ダイヤ)・斉藤 勝(産総研)

Kazuo OIKE,Atsumasa OKADA,Yuichi SUGIYAMA,Tokihiko MATSUDA,Kentaro KIDO,Kazuo MATSUI,Tamaki SONODA and Masaru SAITOU ; Precise location and Holocene activity of the Okukounami Fault in the northern part of Biwa-Lake, Shiga Prefecture.

1. はじめに

奥川並断層は琵琶湖の北北東方の山地中を流れる高時川に沿って,北西-南東走向,南西側隆起・左横ずれの推定活断層で,長さは11.7kmとされている(岡田・東郷編,2000).同断層の北西端から,約3kmの分布間隙を置いて南北走向の柳ヶ瀬断層が位置する.奥川並断層について空中写真判読,地表踏査およびトレンチ調査を実施し,その位置と活動性に関するデータを得たので報告する.

2. 調査結果

奥川並断層は雁行する4本のリニアメントからなる.便宜上,北西から南東の順に①半明・針川(L=5km),②尾羽梨(L=3km),③奥川並(L=4km),④リッカ谷川上流(L=3km)とする.①・④はやや不明瞭～不明瞭な,②・③はやや明瞭なリニアメントとして判読できる.

半明・針川:半明地点トレンチ底盤の基盤岩に厚さ1.5m範囲で高角度北傾斜の複数の断層があり,その面に沿って幅1cmに満たないガウジが分布する.基盤上面の分布高度や,破砕帯を被覆する砂礫層中に,断層変位は認められない.砂礫層の下位から採取した木片の年代値は約1万～1万5千y.B.P.(δ13C補正値以下同様)である.針川地点でリニアメント付近の表土を幅広く剥ぎ取り,基盤岩を観察したが,顕著な断層は存在しない.この区間,活断層が存在しないか,あるいは存在する可能性が著しく低いと判断した.

尾羽梨:尾根や谷に左横ずれで南西側隆起を示す変位地形が認められる.尾羽梨川右岸斜面の掘削で,基盤岩と礫層(礫層A)とが走向傾斜N46W/85Sの断層面を境に接し,その面に沿って厚さ0.3～0.5mのガウジが分布していることが観察された.この礫層Aの上部から4,604～4,607y.B.P.の年代値が得られた.礫層Aと基盤岩の上位には断層を不整合で覆う礫層(礫層B)が分布し,この礫層Bから2,410～4,707y.B.P.の年代値が得られた.以上から断層の最新活動時期は約4,600 y.B.P.以降～2,400 y.B.P.以前と推定した.

奥川並:奥川並地点のトレンチ調査で,厚さ0.3～0.5mのガウジを伴う基盤岩の破砕帯が確認された.断層の走向傾斜はN67W/78Sである.ガウジを境にして上流側(東側)の基盤上面分布高度が下流側(西側)のそれに比較し,約0.2m高い.基盤の上位には砂層を挟む礫層が分布する.礫層は砂層を境にして上部(崖錐性堆積物)と下部(旧河床礫)に分けられ,礫層下部から18,570～23,510y.B.P.の年代値が,砂層から6,380～6,990y.B.P.の年代値がそれぞれから得られた.礫層下部に明瞭な断層構造は認められないが,基盤上面の分布高度と軟弱なガウジの存在から,礫層下部堆積中-後に断層が活動した可能性もある.

リッカ谷川上流:リニアメントは泥質岩とチャートとの境界に位置し,その走向は地層の走向とほぼ一致する.周辺にほぼ堅岩が分布することなどから活断層が存在する可能性が低い区間と判断した.

3. まとめ

奥川並断層の最新活動時期は,約4,600y.B.P.以降～2,400y.B.P.以前である.柳ヶ瀬断層椿坂峠の最新活動時期(約7千年前;吉岡ほか,1998)とは一致しない.完新世に活動した奥川並断層は,①半明・針川,④リッカ谷上流を除いた長さ約7km間と想定できるが,リッカ谷上流の活動時期が特定できないので,その部分を含むと長さは最大で10kmとなる.

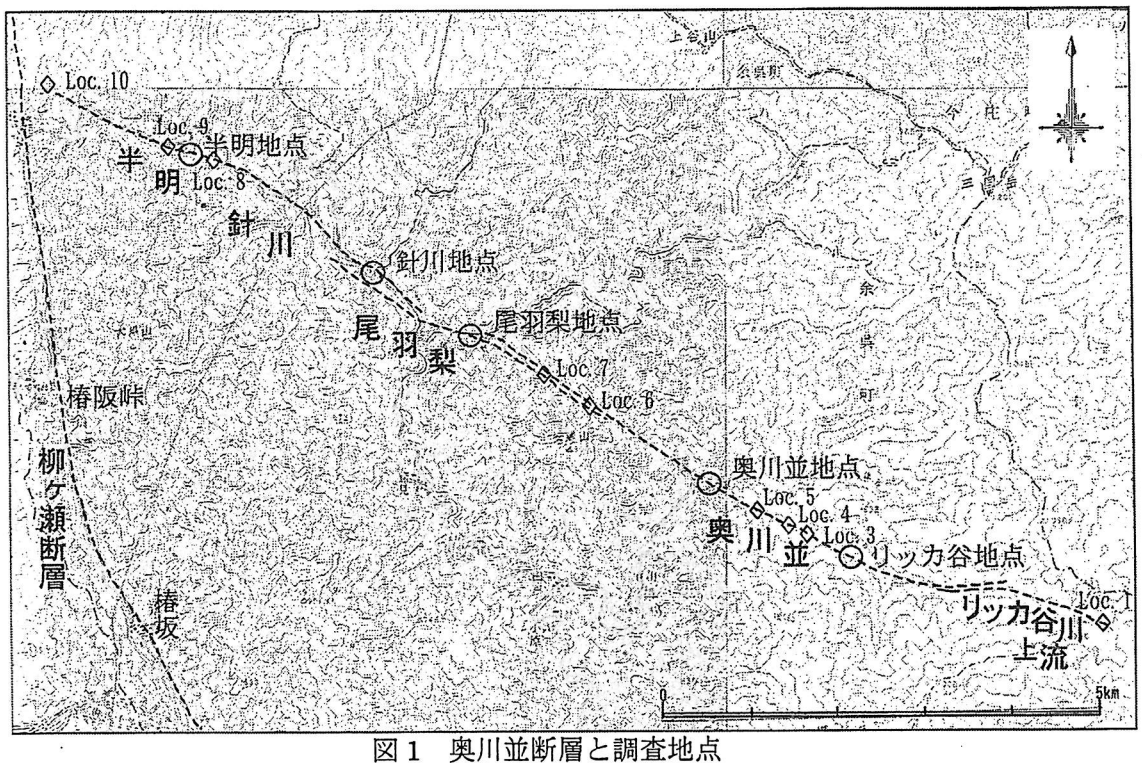
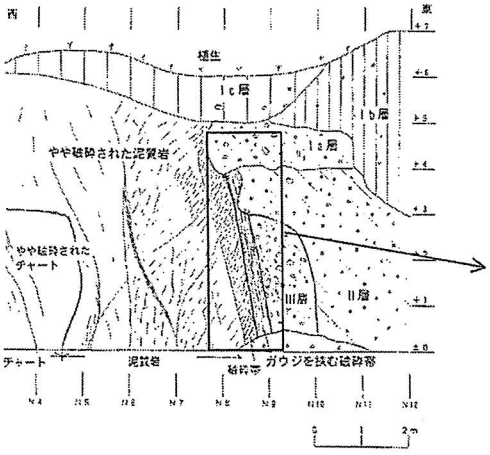
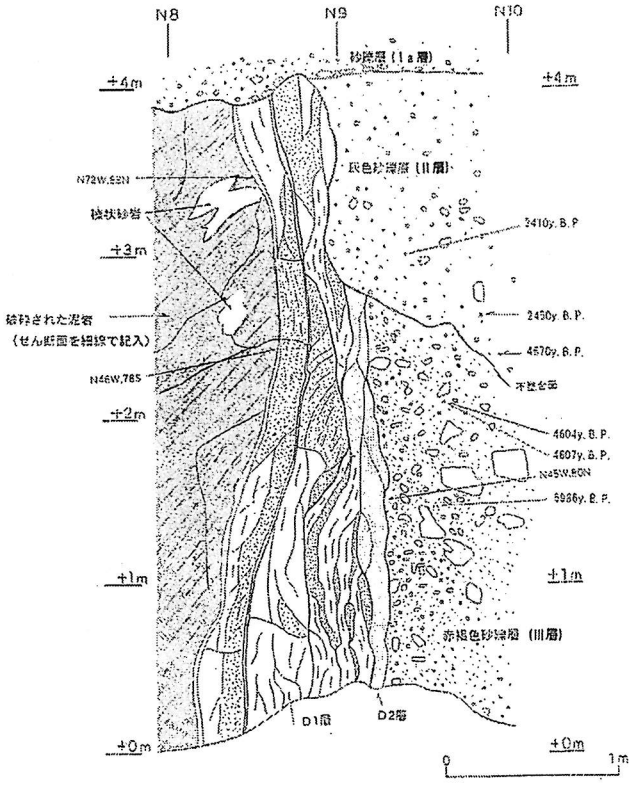


図１　奥川並断層と調査地点



Ic 層：シルト混じり砂礫層　現谷底堆積物，水が流れ出ている
Ib 層：礫混り砂質シルト層
Ia 層：砂礫層　径 5～10 cm程度の亜角礫主体　旧谷底堆積物
Ⅱ層　：砂礫層　灰色を呈するやや締まった砂礫層
　　基質のシルト分主体
Ⅲ層　：砂礫層　径 10～20 cm程度の円礫含む
　　基質は砂質シルトで固結が進んでいる

図２　尾羽梨地点の全景スケッチ



D2 層：破砕帯　(砂状～砂礫状破砕)　打点部砂状，白抜き砂礫状
D1 層：破砕帯　(粘土～シルト状破砕)
Ⅰ層：砂礫　(亜角礫主体)
Ⅱ層：砂礫　(やや締まっている　亜角礫が多い　基質はシルト)
Ⅲ層：砂礫　(径 10～20 cmの円礫を含む　基質は砂質シルトでやや固結)

図３　尾羽梨地点の壁面スケッチ

P-14

京都盆地における2次元重力解析より推定された堆積層の密度
－堀川・巨椋池，久世橋，丸太町測線－

井上直人・田中靖之・伊藤陽之・岩野祥子（京大・理）・北田奈緒子
（地域 地盤 環境研究所）・福田洋一・竹村恵二（京大・理）

Naoto Inoue, Yasuyuki Tanaka, Hiroyuki Itoh, Sachiko Iwano, Naoko Kitada, Yoichi Fukuda and Keiji Takemura ; Density Structure in Kyoto Basin Inferred from 2D Gravity Analysis along Horikawa-Oguraike, Kuzebashi and Marutamachi Seismic Survey Lines

京都盆地は三方を山に囲まれ，南北は約25km，東西は約10kmと南北方向に細長い形状である．盆地東縁には花折断層，桃山断層，盆地西縁には樫原断層，光明寺断層が分布する．これらの断層はいずれも南北走向で，横ずれ型の花折断層を除き逆断層型である．

京都市は盆地内の活断層調査と地震時における被害予測を目的として1998年より3年計画で総合的な地下構造調査を行ってきた．1998年には京都盆地を南北に縦断する反射法地震探査（堀川・巨椋池測線），1999年には盆地を東西に横断する反射法地震探査（久世橋測線）と南北・東西の両測線の交点付近でKD-1ボーリングを行った．2000年には，五条通り（五条測線），丸太町通り（丸太町測線）で反射法地震探査とKD-2ボーリング，さらに盆地内をほぼ500m間隔で網羅する重力探査が行われた．これらの結果により京都盆地の3次元的な地下構造が明らかとなった．

これまでの研究で明らかにされた京都盆地の基盤深度は1km以浅と比較的浅い．既存の重力探査に関する研究から，測定間隔を100mから50mと短くした重力探査により詳細な基盤の形状や密度構造が推定できる可能性が高いとされている．一般に重力解析では，測定した重力データを説明する密度モデルは多数存在する．また，表層付近の解析では深部地下構造の影響による広域的な重力異常を考慮する必要がある．このように解析の際にはいくつものパラメータを決定する必要がある．これに対し京都盆地では多くの反射法地震探査や検層の結果を重力解析の際の拘束条件として利用可能である．そこで本研究では，図1に示す堀川・巨椋池，久世橋，丸太町測線に沿って50～300mの間隔で行った重力測定データを用い，反射法地震探査や検層結果を拘束した2次元重力解析より，各反射断面に沿って京都盆地における堆積層の密度の考察を行った．

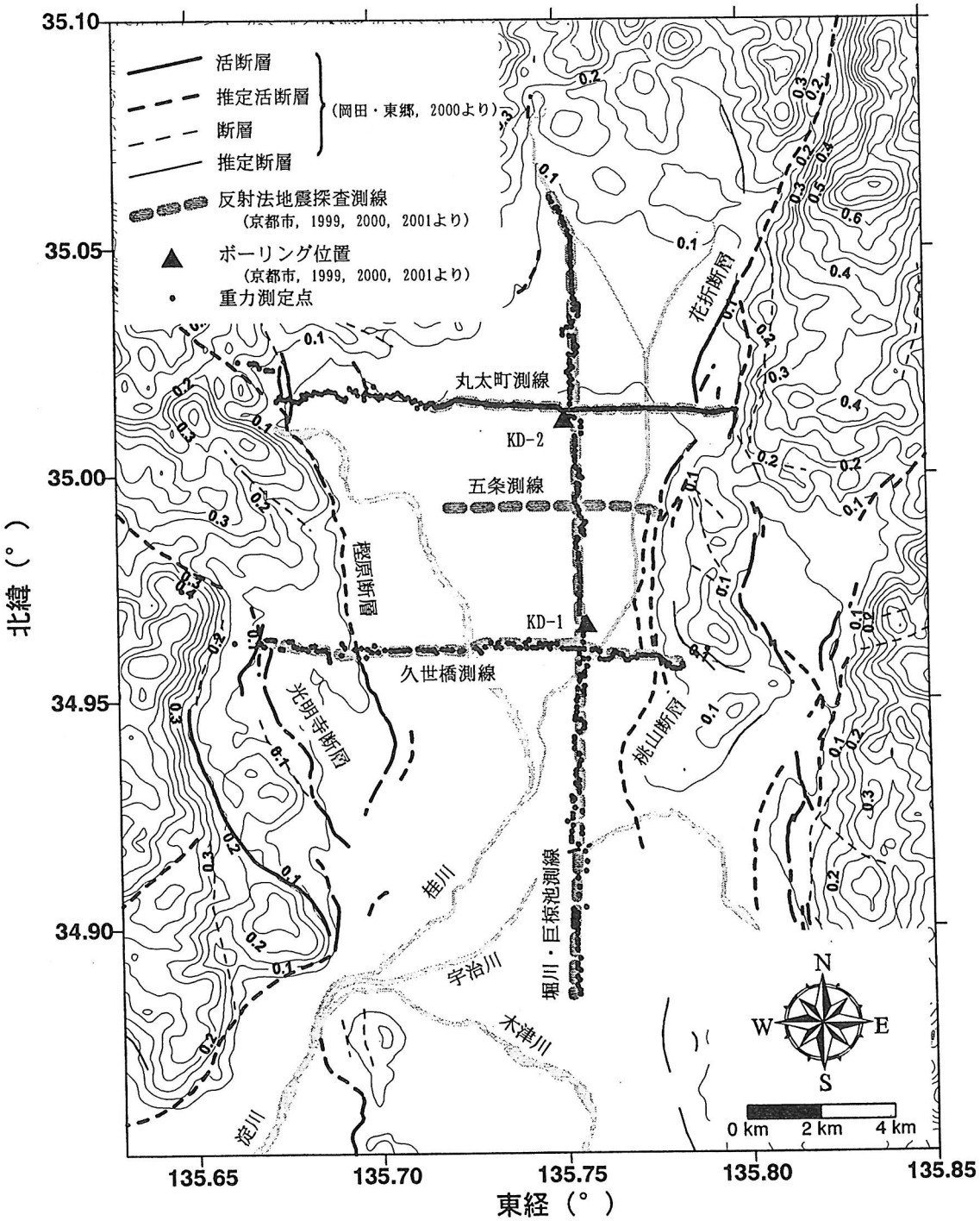


図1.　本研究で使用した重力測定点

図中の数字は標高（単位はkm）; コンター間隔は0.05km. 国土地理院発行の250mDEMより作成.

P-15

兵庫県六甲山地南麓、芦屋川沖積扇状地における表層地質の層序・年代

辻　康男（パリノ・サーヴェイ（株））

Yasuo Tsuji:Surface geological stratigraphy and chronology of Ashiya river alluvial fan on the southeastern foot of Rokko mountain range,Hyogo prefecture,Japan.

兵庫県芦屋市・神戸市東灘区には、六甲山地南麓を流下する河川によって形成された沖積扇状地が分布している。本地域の沖積扇状地は、田中・井上（1995・1996）や高橋（1991）などによって、詳細な地形分類図に基づき自然地理学的に検討されてきた。

演者は、芦屋市・神戸市東灘区東半部に分布する沖積扇状地の形成過程を明らかにするために、芦屋市内を中心とした考古遺跡において露頭観察を行い、堆積物の記載や年代試料の採取に努めてきた。本報告では、調査地点の岩相・C14 年代値・考古遺物の相対年代による層序対比結果から明らかになった芦屋市・神戸市東灘区東半部の沖積扇状地の表層地質に関する層序・年代について検討する。

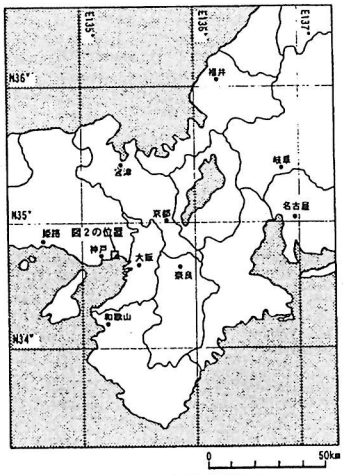


図1　調査地位置図

本地域に分布する沖積扇状地は、空中写真の判読から、最上位面・上位面・中位面・下位面の４面に区分された（図２）。

（１）**最上位面**：芦屋廃寺遺跡の下層調査では、本扇状地面構成層と考えられる堆積物の直上から縄文時代早期の遺物が検出された。津知遺跡における下層調査では、本扇状地構成層の最上部とみなされる古土壌から 11000 yrs BP 前後の C14 年代値が得られた。これらの調査結果から、最上位面は縄文時代草創期には既に離水していたと判断される。

（２）**上位面**：縄文時代草創期～中期頃（約 13000 年～4000 年前）にかけて形成される。構成層中には、7700～7900 yrs BP 前後の C14 年代値を示す古土壌の挟在が確認された。離水時期は、構成層最上部に形成された古土壌の C14 年代値および挟在する考古遺物から、縄文時代後期～晩期（約 4000～3000 年前）と考えられる。

（３）**中位面**：弥生時代前期（約 2500～2200 年前）に形成される。その後、弥生時代中期頃（約 2200 年前）から離水傾向となり、扇状地面には土壌が形成されていった。本扇状地面は、古墳時代（約 1800 年前）に入ると完全に離水し、物質移動が極めて少ない地表環境が中世前半まで継続する。

（４）**下位面**：現河川沿いにローブ状に分布する。古墳時代～中世（約 1500～500 年前）にかけて形成される。本扇状地面では、中世後半頃に離水傾向となることが多くの発掘調査地点で確認された。

海岸付近に分布する浜堤・砂丘および潟湖については、増田（1999）が北青木遺跡において行った詳細な地質調査結果により、縄文時代後期～弥生時代前期頃にかけて形成されたことが明らかにされた。

また、現河川沿いに分布し天井川を構成する砂礫層からなる高まりについては、芦屋市教育委員会による月若遺跡の発掘調査によって、江戸時代以降に形成されたことが判明した。

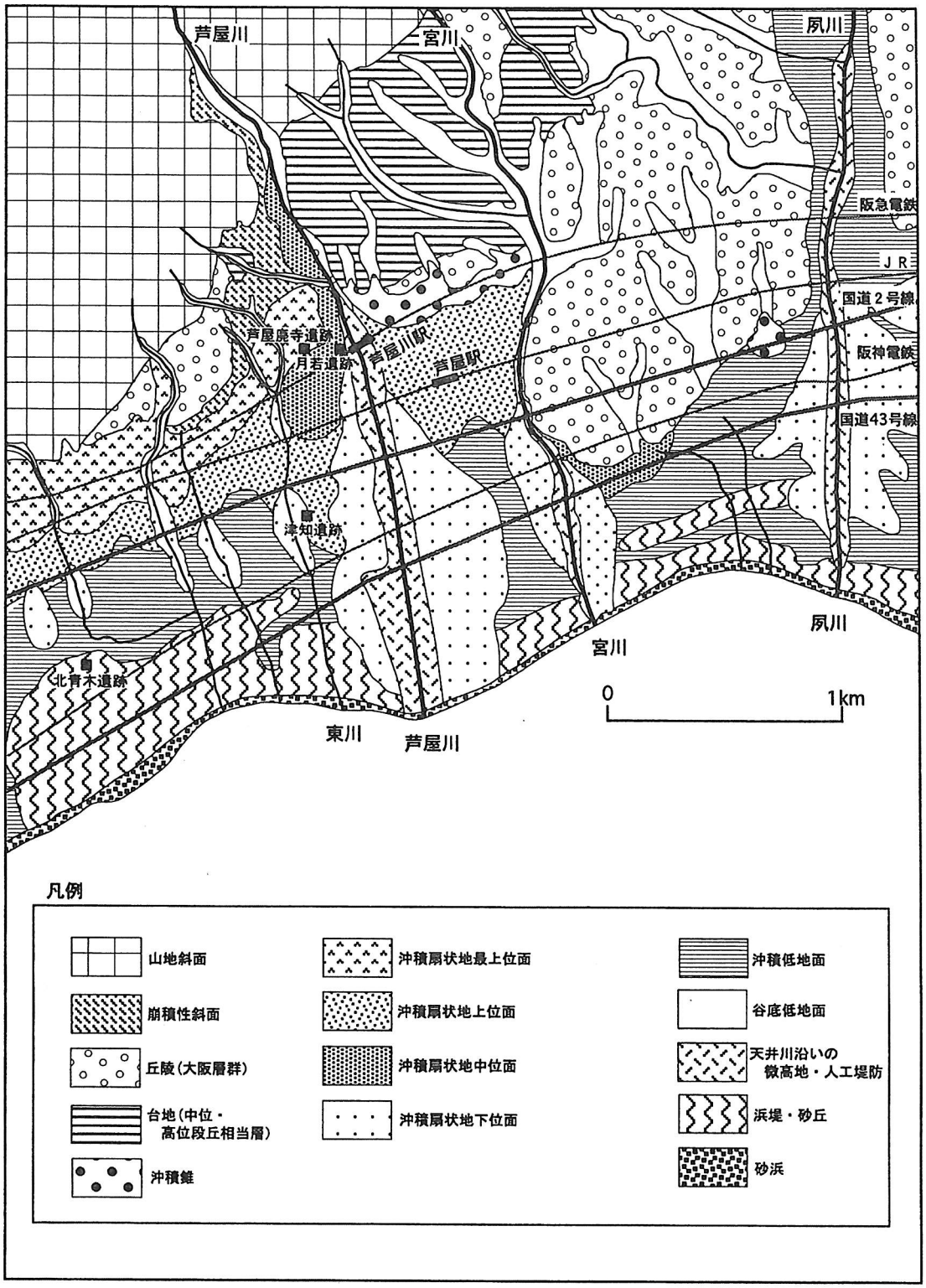


図２　芦屋川流域地形分類図

P-16

六甲断層の活動性について

岡田篤正，寒川旭，宇治豪，沖村孝，加藤茂弘，高田至郎，松田時彦：
［兵庫県地域活断層調査委員会］，宮脇理一郎、宮脇明子：［(株) 阪神コンサルタンツ］
A. Okada, A. Sngawa, T. Ujiie, T. Okimura, S. Kato, S. Tkada and T. Matuda,
R. Miyawaki, A. Miyawaki : Activity of Rokko active fault

［はじめに］

兵庫県では，国の交付金を受けて，平成13年度～平成15年度にかけて「六甲・淡路断層帯に関する調査」を実施している。本調査では，六甲断層の活動性，特に最新の活動時期および活動履歴を明らかにし，六甲断層の東北東に位置し，西暦1596年の慶長伏見地震時に活動したとされる有馬―高槻断層帯との連続性を検討した。

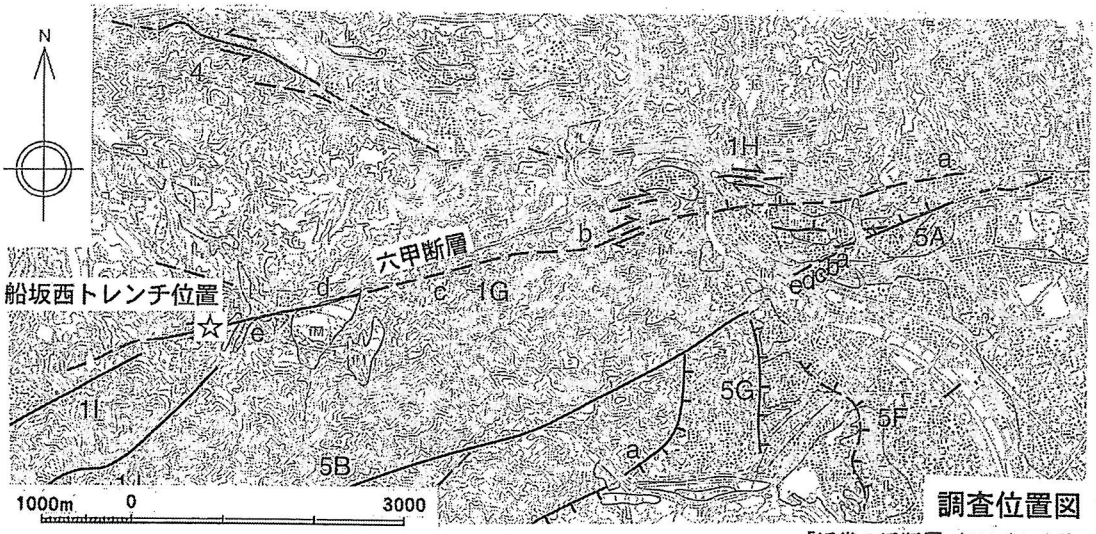
［調査内容］

六甲断層は，六甲・淡路断層帯の北東縁に位置し，有馬―高槻断層帯の西方延長上にも位置している。

調査地点は，六甲断層延長上で地形的に明瞭なリニアメントが認められ，かつ比較的新しい堆積物が分布する船坂地点を選定した。本地点では，明瞭な低断層崖が認められ，この崖を挟んで両側でボーリング調査を実施するとともに，低断層崖の基部で，第１～第６の６ヶ所でトレンチを掘削した。

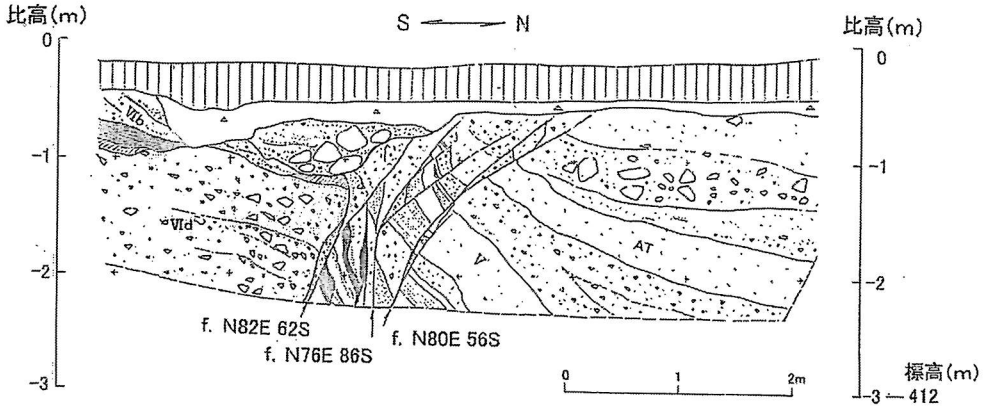
［調査結果概要］

- 六甲断層は，上記の低断層崖の崖基部に認められ，断層を境に南側には白亜系の六甲花崗岩類が，北側には白亜系の有馬層群が分布する。
- 第1～第6のいずれのトレンチにおいても南側隆起の比較的低角度な逆断層が確認された。断層面の傾斜角度は，東から西に向かって35°から75°と西側ほど高角度になり，最も西側の第3トレンチでは，フラワー状の高角度断層が認められ，横ずれ断層の形態も示す。
- 断層の最新の活動時期は，約650y.B.P.（cal：A.D.1270－1420）以降，約250y.B.P.（cal：A.D.1490－1950）以前であり，慶長伏見地震時に活動した可能性がある。この最新活動時には，暗渠と考えられるチャネル状の礫層が変位を受けていることが確認された。
- 断層の最新活動以前の活動履歴については，現在検討中である。

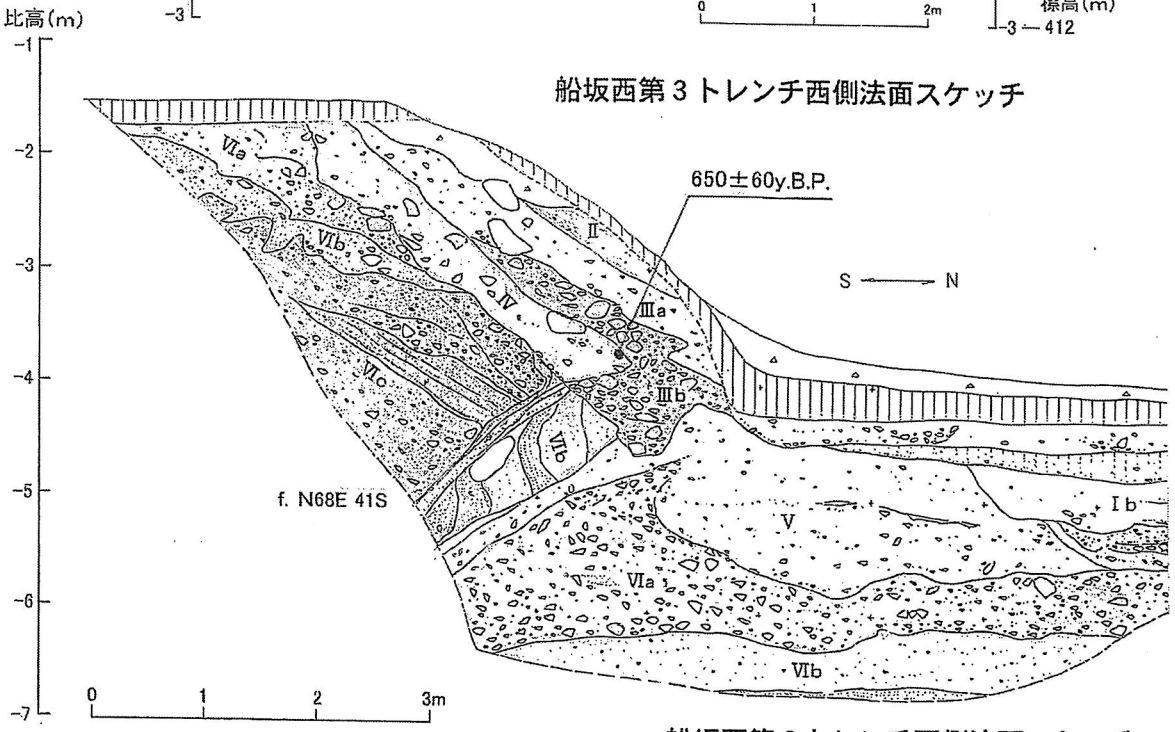


調査位置図

「近畿の活断層」(2000)による



船坂西第３トレンチ西側法面スケッチ



船坂西第６トレンチ西側法面スケッチ

P-17

塩尾寺断層の反射法地震探査・ボーリング調査

寒川旭，岡田篤正，宇治豪，沖村孝，加藤茂弘，高田至郎，松田時彦：
［兵庫県地域活断層調査委員会］，末廣匡基，家村克敏：［(株) 阪神コンサルタンツ］
A. Sangawa, A. Okada, T. Ujiie, T. Okimura, S. Kato, S. Tkada and T. Matuda, M. Suehiro, K. Iemura: Analysis of P－wave verocity structure model estimated by the seismic exploration and boring survey about Enpeiji fault

［はじめに］

兵庫県では，国の交付金を受けて，平成13年度～平成15年度にかけて，「六甲・淡路断層帯に関する調査」を実施している。同調査のうち，塩尾寺断層に関する調査結果を報告する。

［調査内容］

塩尾寺断層は，六甲・淡路島断層帯の東縁に位置し，N-S方向の活断層とされている。この断層について，P波を用いた反射法地震探査及び深度120mのオールコアボーリング調査を行った。

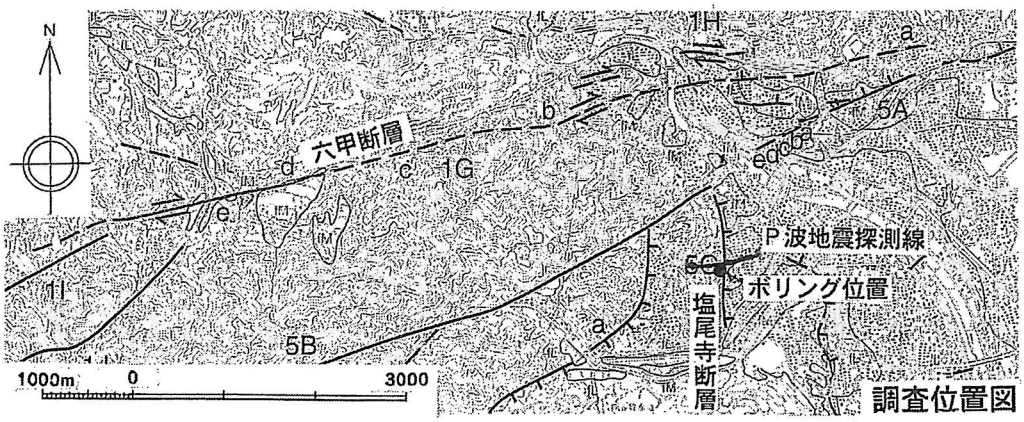
［調査結果概要］

塩尾寺断層を横断するP波反射法地震探査の結果，CMP200付近から西側に傾斜する比較的強い反射面が認められ，この西傾斜の反射面を境に基盤岩（花崗岩）上面と推定される反射面に東側が低い高度差が認められる。

この西傾斜の反射面は，塩尾寺断層の断層面と推定されることから，CMP220付近からボーリング調査を行なった結果，上記反射面に対応する深度26m付近で，上盤側の花崗岩類と下盤側の礫層とを境する傾斜角約40°の断層が確認された。テフラ分析結果によると，この断層面を挟んで深度14.5m付近及び深度65m付近に，いずれもβ石英と緑色普通角閃石が検出される。これらは同層準と考えられ，その変位量は45mとなる。このβ石英と緑色普通角閃石の検出層準は，確実な対比ではないが，Aso-4及びK-Tzの層準に対応する可能性がある。この場合，塩尾寺断層における鉛直成分の平均変位速度は，0.5m/10^3年程度となる。

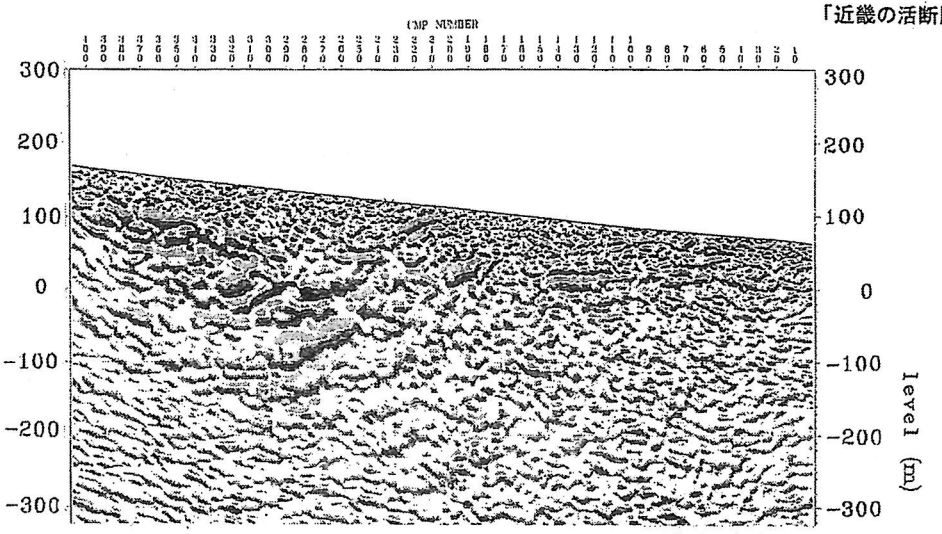
また，ボーリングの深度約76m以深には，大阪層群が分布し，深度102.94m～103.45mに白色ガラス質細粒テフラが認められる。このテフラの特徴は，大阪層群中に多くみられるテフラと類似しており，現段階では対比の特定は困難である。

なお，ボーリング深度120mでは，基盤岩に達しなかった。

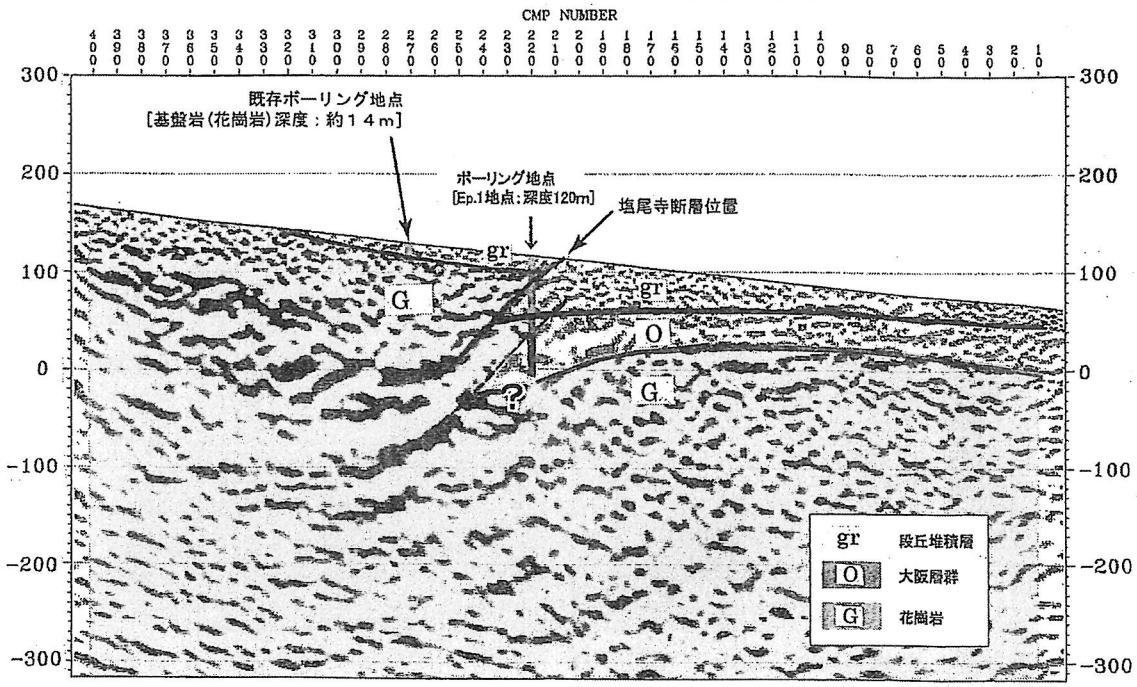


調査位置図

「近畿の活断層」(2000)による



P波深度断面図



地質解釈断面図

P-18

雲仙活断層群の最近10万年間の活動

長岡信治（長崎大学教育学部）・雲仙活断層研究グループ[1)]
1）大石博之，岡村　眞，奥野　充，後藤恵之輔，清水　洋，田川　肇，千田　昇，佃　栄吉，堤　浩之，平田和彦，松岡裕美，松岡　暁，松末和之，松田時彦，松山尚典，呼子正行
Shinji NAGAOKA, UNZEN Active Faults Research Group:

Activity of Unzen active faults in the last 0.1Ma

雲仙活断層群は地形的に認められる明瞭な活断層として有名であるが，その断層露頭や活動時期などはほとんど知られていなかった．そこで，発表者らは，雲仙活断層群の活動履歴，特に後期更新世から完新世の活動を明らかにするために，露頭調査およびボーリング調査を行った．その結果，いくつかの断層に関して断層露頭を確認でき，またテフラ層序や年代測定値に基づいてその活動時期を予察的に推定できたので，ここに報告する．本発表では陸上の活断層のみとし，千々石湾の海底活断層については機会を改める．なお雲仙火山起源のおもな噴出物の名称や年代は渡辺・星住（1995），星住・宇都（2000），立山ほか（2002）にしたがっている．

千々石断層：松岡・竹村（1993）や今回のボーリング調査に基づくと，唐比低地の基底には鳥浜テフラが見いだされ，その年代から，西部の活動開始時期は遅くとも25万～20万年前と考えられる．中央部，妙見岳北麓のUSDPの舞岳林道露頭では，ATやその直上の原口町火砕流（新称）を変位させているが，1万9千年前の礫石原火砕流や1万4千年前の湯江川火砕流には変位は及んでいないことから，この付近では約2万年前まで活動していたと推定される．

九千部岳断層：妙見岳北側中腹の舞岳林道上部で，ATより古い新期雲仙火山（数万年前）の火砕流（一本松火砕流？）とK-Ahやそれより若い土壌を切る露頭が見いだされた．これから6千年前以降にも活動したと推定される．

赤松谷断層：約4千年前の水無川火砕流を不整合で載せる1万～5千年前の扇状地と1万～2万年前の古江火砕流を変位させている．

深江断層：新期雲仙火山初期の山体である野岳からの火砕流（おそらく10数万年～8万年前の湯河内-1～-4のどれか）を変位させている露頭が発見された．また，深江断層が地形的に変位させている扇状地は，Aso-4の上位にある7万～3万年前の俵石岩屑なだれ堆積物を土壌を介して載せることから，約8万年前に離水したと推定される．また俵石岩屑なだれ堆積物は地形的に変位しているが，古江火砕流には変位が見られないようなので，7万～2万年前に活動したと考えられる．

布津断層：地形的にAso-4や湯河内-4火砕流を土壌を介して載せる中期更新世末期の扇状地を変位させている．さらにATを変位させる露頭が見いだされることから，2万年前以降にも活動したと推定される．また，東への延長部の有明海では完新世の海底堆積物を変位させているようであるが，詳細は不明である．

このように，雲仙活断層群は25万年前には活動を始めており，最近10万年間は地溝中心の断層ほど新しく活動している傾向がある．

雲仙活断層群の分布と露頭およびボーリング地点

P-19

ワシントン州，Puget Sound 岸の完新世海成段丘と Seattle 断層群による変形

太田陽子（横浜国大・名誉教授）・小田切聡子（国土地理院）

Yoko OTA and Satoko ODAGIRI: Holocene marine terrace along the Puget Sound, Washington, and its deformation by the Seattle Fault

1．はじめに

Puget Sound 付近では最近海底での詳しい反射法地震探査が進み，東西方向に走るシアトル断層群が検出され，その性格が解明されつつある（Johnson *et al.*,1999）．また，海岸に沿っては多くの場所で完新世の海成段丘が見出され，その年代がほぼ 1000 年前であるとされ（Bucknam *et al.*,1992），その一部では詳しい環境変化が求められている（Scherrod et al., 2000）．最近ライダー画像によって，空中写真判読では不可能な東西方向，北上がりの 3 本の活断層が見出され，それらのトレンチ調査によってそれらの活動期の解明が進みつつある．したがって，海成段丘と活断層との関係が問題になる．かつては段丘の形成は活断層活動以降とされていたが（Scherrod *et al.*, 2000）が，段丘が断層活動によって変形しているという考えもある（Harding *et al.*, 2002）．筆者らは，このような段丘形成と活断層との関係にとくに関心をもち，2001，2002 年に調査を試みた．調査地域は活断層の存在が確認ないし推定されている場所を横切る Puget Sound 沿岸地域である（図 1）．本地域では，空中写真判読とライダーによる画像（図 2）から完新世海成段丘の分布範囲を図化した．旧汀線高度の測定は，一部の地点では実測したが，立ち入り禁止のところが多いので，ライダー画像を用いた高度測定を行った．測定誤差は±50cm 以下である．

2．結果と問題点

詳しい計測を図 1 に示した範囲内で行った．旧汀線高度は 4～12m と場所による差が大きい．図 2 の範囲内では Waterman 断層とその北に併走する断層があるので，それらを横切る方向に高度を投影したのが図 3 である．また調査地域全域についての高度測定結果を等値線の形でまとめた（図 4）．これらの図からわかることと問題点を以下に要約する．

1) 完新世海成段丘は，海岸にそって分布する狭い 1 段が明瞭で，Waterman 断層とその北の断層，および Toe Jam 断層によって明瞭な北上がりの変形を受けている．上下変位量は 2～3m である．投影断面図でみた変形様式は，Harding *et al.*, 2002 によるものと基本的には同じであるが，筆者らの測定点が多いためにより複雑な様式を示している．

2) 段丘の変形からみた活断層の位置は，Johnson *et al*, 1999 による断層の位置と完全には一致しない．これは Johnson *et al.*,の図が小縮尺のためで，基本的には一致するものと思われる．

3)したがって，調査地域の完新世段丘は約 1000 年前以降に断層活動を受けたことは確実である．Waterman，Toe Jam 両断層で実施されたトレンチ調査との結果（未公表）の照合が必要である．

4) 等変位線（図 4）をみると，一般に広域で断層にむかう北方への傾動が見出される．しかし，南に高度を増していたり，既知の活断層のないところで高度が急変する場合もある．今後より詳しく調べて，活断層の位置を確定する必要がある．

5) Waterman および Toe Jam 断層の北側（隆起側）には，1000 年前より新期の段丘が存在する可能性があり（明瞭ではない），その存否と年代をきめることが必要である．

文献

Bucknam, R.C., Hemhill-Haley, E. and Leopold,E.B., 1992, Science, 256, 1611-1614

Harding, D., Johnson, S. and Haugerud, R. 2002, Abstract of AGS Cordillean Section Meeting

Johnson, S.,Y., Dadisman, S.V., Childs, J.R. and Stanley, W.D.,1999, GSA Bull., 111, 1042-1053

Scherrod, B.L., Bucknam, R.C. and Leopold, E.B., 2000, Quat. Res., 54, 384-393

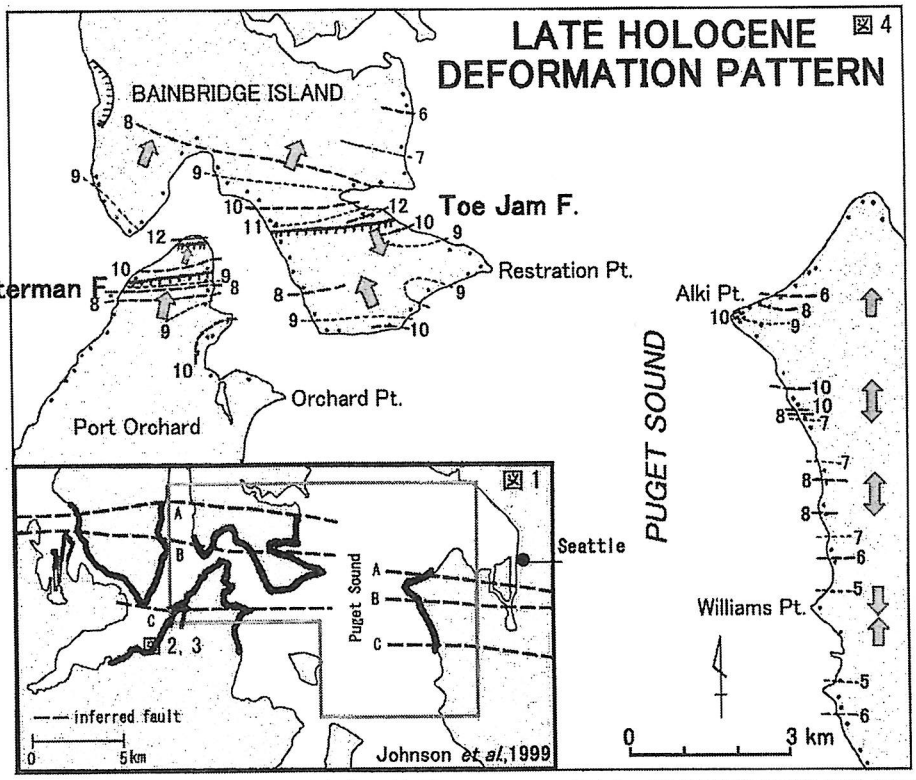


図1. 研究地域と活断層群の位置.
太線は海成段丘の分布域

図4. 旧汀線高度等変位線図

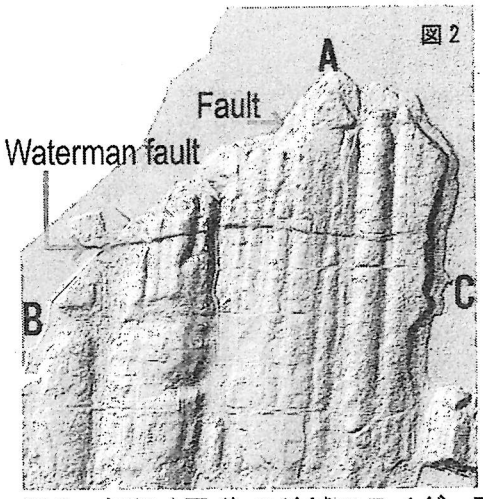


図2. 矢印（図1）の地域のライダー画像

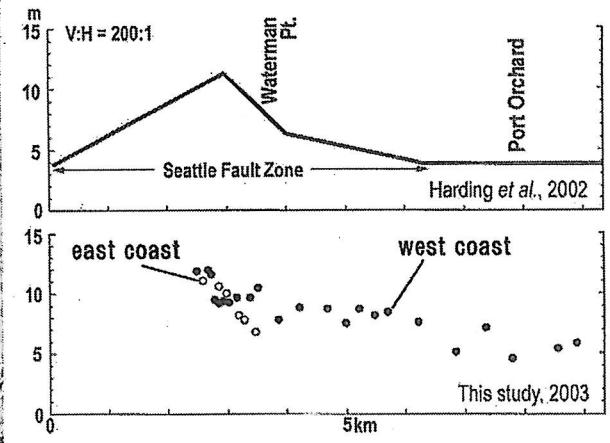


図3. 図2地域の旧汀線高度投影図

P-20

三重県櫛田川河口干潟における大規模ベッドフォームの移動様式

中条武司（大阪市立自然史博物館）

Takeshi NAKAJO : Migration of large-scale bedforms on the microtidal flat along the Kushida River, Mie Prefecture, central Japan

干潟は沿岸域における重要な地形要素であるが，その微地形発達や形成過程については，潮差の大きい地域（macrotidal～mesotidal域）での研究がほとんどである．しかし，東京湾や伊勢湾のように，あまり潮差が大きくない地域でも干潟は広く発達する．これは，潮差の小さい地域（microtidal域）の沿岸域においても干潟は重要な地形要素であることを示しているが，その微地形発達についての研究はほとんどない．以上のような観点から演者は，伊勢湾南西部，三重県櫛田川河口周辺に広がる干潟の微地形発達について調査を行っている．その結果，特に砂嘴前面に広がる砂質潮汐平底において微地形発達を支配するのは，潮汐作用よりむしろ，波浪作用が重要であることを指摘した（中条，2002）．しかし，潮汐平底上にある大規模な堆積微地形には，その規模や形状がほぼ同様であっても，その形成場所によって移動様式がまったく異なっているものがある．本講演では，これらの微地形の形状や内部堆積構造を示し，その形成過程や支配する作用について考察する．

櫛田川は台高山脈北部を源流として，三重県松阪市でデルタを形成し伊勢湾南西部に流れ込む流域面積約461 km^2 の河川である（Fig. 1A）．櫛田川河口に隣接する松阪港での潮差は，最大約2.3m，平均約1.4mであり，大潮前後のわずかな期間を除けばほぼmicrotidalの範囲におさまる．櫛田川河口域～周辺沿岸域には主に砂泥からなる干潟が広がる．そのうち櫛田川河口右岸域の干潟は大きく分けて，河川本流に沿う砂礫質な潮汐平底および植生湿地（marsh），砂嘴後背にひろがる泥質な潮汐平底および植生湿地，砂嘴前面にひろがる砂質な潮汐平底，から構成される（Fig. 1B）．そのうち砂嘴前面の潮汐平底には，次に示す２つの大規模な堆積微地形が認められる．

１．砂嘴沖合に広がる海岸線の方向にほぼ平行に伸長する半孤状の砂州列．砂州はその比高が約30～100cm，波長は約10～50ｍで，対称～陸側へ傾いた非対称な断面形態をなす．主に細粒砂～中粒砂から構成される．この砂州列は潮間帯下部から潮下帯まで連続して存在し，多いところでは5列以上が認められる．また，これらの砂州は2002年５月～7月の観察ではほとんどその位置・形状を変化させなかった．干潮時の観察では，砂州のトラフ部にはウェイブリップルが発達する．砂州の峰部にもウェイブリップルが認められるが，一部は波浪作用により再動されほぼ平滑となっている．カレントリップルはほとんど認められない．

２．砂嘴先端部～河川本流沿いに広がる大型ベッドフォーム群．この大型ベッドフォーム群は主に粗粒砂から構成され，その比高は約50～100cm，波長は50～100ｍである．大型ベッドフォーム群はすべて陸側に傾いた非対称な形状をなし，潮下帯下部～上部に連続して存在する．大きく成長したものは，頂部に植生を伴うこともある．その移動速度は，早いもので

は1ヶ月間に20〜50 m程度移動し，砂嘴もしくは河川本流側の植生湿地を伴う中州に付加していく．ベッドフォーム間は多くがウェイブリップルからなるが，ベッドフォーム頂部はほとんどが平滑でスウォッシュマークがよく認められる．内部堆積構造は，すべて陸方向に傾斜した斜交層理からなり，その内部には再活動面が多く認められる．

これら2つの堆積微地形は，その規模や形状に類似点がしばしば認められるが，形成場所や構成粒度，移動様式などに差異が認められる．中条（2002）で指摘したように，両者ともウェイブリップルやスウォッシュマークなど，その堆積物運搬には波浪作用が大きな影響を及ぼしていることが予想される．しかし，これらの堆積微地形の堆積構造や構成粒度，堆積物の供給ルートから考えると，2で示す大型ベッドフォーム群は砂嘴先端部〜河川本流沿いに形成されていることから，河川から供給された堆積物が波浪作用により直接的に再動されていることが予想される．一方，1に示される砂嘴沖合に広がる砂州列は，河口から沿岸域に供給された堆積物が，沿岸流によって再動され形成していったものと考えられる．この堆積物供給量・経路の違いが，堆積微地形の形成・移動様式に差異をもたらしているのであろう．また，波浪作用や上げ潮時の潮汐作用についても，潮間帯下部〜上部に形成される大型ベッドフォーム群は，潮間帯下部〜潮下帯に形成されている砂州列に比べて，その影響が大きいと予想される．このように，櫛田川河口干潟においては，堆積物の供給経路や波浪作用の関与度などの違いが，場所ごとに異なった微地形発達を支配している．

引用文献：中条武司，2002，三重県櫛田川河口干潟における微地形発達．日本地質学会第109年学術大会（新潟）講演要旨，270.

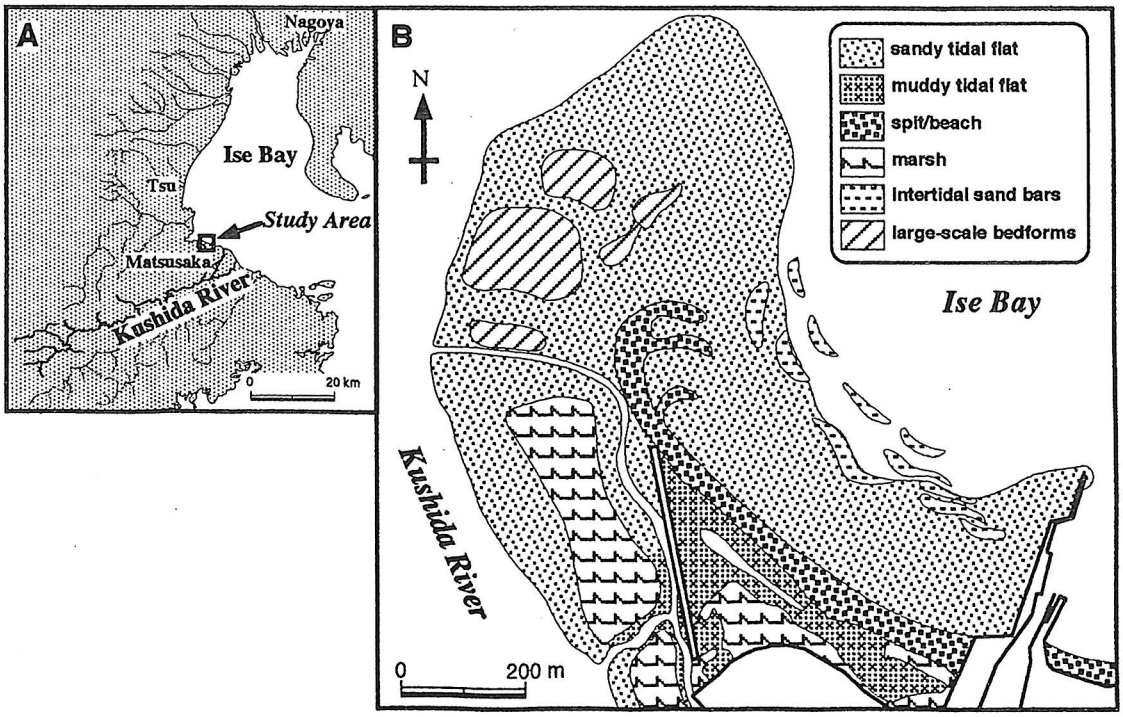


Fig. 1. A. Index map of study area. B. Geomorphology of tidal flat along the Kushida River.

P-21

関東山地四万十帯ホルンフェルスの鉱物・化学組成の特徴

加賀美英雄・谷口英嗣（城西大理・駒沢大高校）

Hideo Kagami and Hidetsugu Taniguchi: Mode of feldspar occurrence and bulk rock chemical composition of the Shimanto hornfels in the Kanto mountains

関東山地のホルンフェルスは多摩川下流域の第四紀堆積物の供給地と考えられている．しかし，この供給源をなすホルンフェルスの鉱物化学的特徴の詳細についてはほとんど報告がない．今回，これらの特徴を知る手がかりが得られたので，ここに報告する．

1． EPMA 線分析法の利用について

ホルンフェルスの熱源と考えられる甲府深成岩体の東側に位置する四万十帯を，多摩川上流の支流のうち，北から柳沢川，泉水谷および小菅川について調査し，柳沢川では，花崗閃緑岩の接触部からガーネット帯（G），菫青石帯（Co），黒雲母１帯（Ｂ１），黒雲母２帯（Ｂ２），緑泥石帯（Ch）に分帯した．泉水谷では，G，Co，B1，B2，の各帯に分帯した．小菅川では，G，Co，B1，B2，B3，Ch に分帯した．

各地点の試料では，EPMA 線分析法で 75 μmの間隔で134～255測点の分析を行った．鉱物同定は分析された値が正常な鉱物組成値となるものの他，それに合わないものを各種の不純鉱物（以下 Im と表示）として勘定に入れることにした結果，鉱物産出頻度が正確に決定できるようになった．こうして不純鉱物組成値を考慮することにより，線分析値を積算して全岩化学組成が出せるようになった．全岩化学組成値は，測定数が地点によりバラバラなので，仮に100測点の積算値として求めた．単位はアトミック・フォーミュラーユニット（afu）である．

2．長石類の産出頻度の特徴

柳沢川では，B2 帯で曹長石（Ab）が 15 ～ 25 %と最多種である．B1 帯で微斜長石（Mc）が９%で，Mc+Im.Mcでは最多種である．Co ～G帯で灰曹長石 (Olg) が21~29%と最多である．泉水谷では，B2 帯で Ab が 5~10 %，B1~B2 帯でMc+Im.Mc が 10 %と多くなっている．Co 帯でアルカリ長石（Ak）が20~30%と最多である．G 帯でOlgが26~66%と最多で，全地域を含めても最高である．小菅川では，B3 ～ B2 帯で Ab が 8~12 %，B1 帯で Mc が９%，Co 帯で Ak が29%と多く，G 帯でOlgが20~48%である．

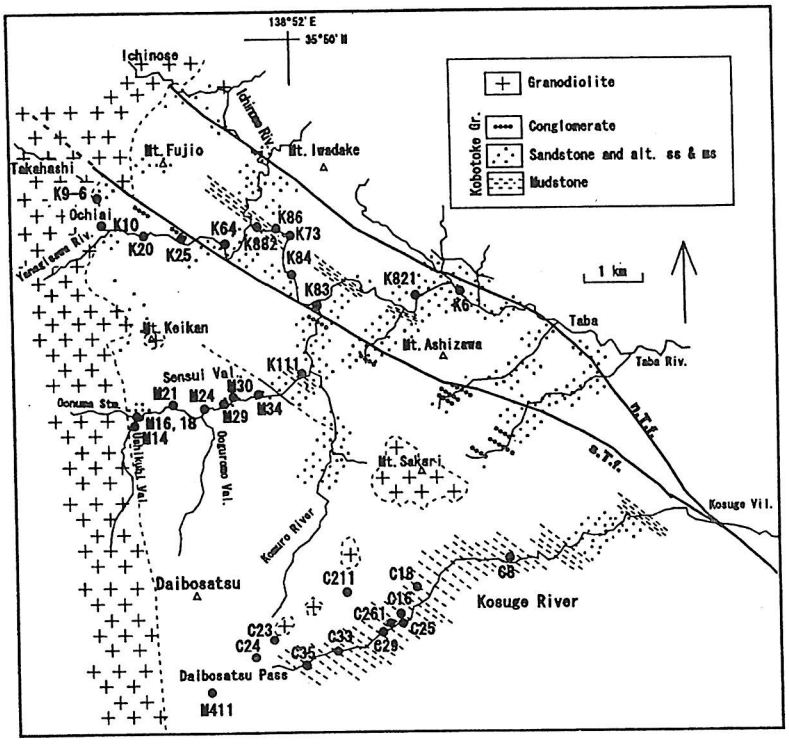
以上の結果から，本地域の長石類の変成は Ab →Mc→Ak→ Olg という序列を示すことが明らかとなった．Ab→Ak（Mcを含む）の変化については飯山敏道（1964，1994）は白雲母－パラゴナイト系のイオン交換に関する熱水合成実験において，100MPaで 600 ℃でAbが出現し，650 ℃でAkが出現することを示した．本地域では圧力の値は判明していないが，600 ℃で Olg が出現していることから考え，圧力が相当大きかったものと考えられる．

次に，全岩化学組成を見ると，柳沢川では，B2帯でNaが30～39と値が増加し，これらはAbに入った．B1帯ではＫが21～27と増加し，このＫがMc＋ Im. Mc に入った．Co帯でＫは23

あり，これはAkに入った．G帯でCaが増えて15と最高値を示す．この一部はOlgに入った．泉水谷では，B2帯でNaが35，B1帯でKが34～38と多い．Co帯でKは39と多いが，これはAkに入った．G帯でCaが12～14と高い値を示す．小菅川では，B3～B2帯でNaの値は22～23と低いが，X_{Na}値が0.6～0.7と相対的に大きくなっている．B1帯でKが32と大きく，これはMcに入った．Co帯でKは41と大きく，これはAkに入った。G帯でCaが21と多くなっている．これら化学組成の変化は長石類の産出頻度と一致している．

3．流体貫入の存在

全岩化学組成値から化学組成の変化，特にNaなどの揮発性成分とFe，Mn等の遷移元素の異常増加が確認された．柳沢川ではK86において，Fe，Mn，Naの異常増加が見られた．Naは35もあり，明らかに揮発性成分の影響と関係し，また，Olgがここで多くなっていることから，熱も過剰に供給されたと解釈される．K9-6はFe，Ca，Naに異常増加があり，揮発性成分の影響は明瞭である．さらに露頭で数10cmの岩脈が貫入しているのが観察されたことからもその影響は確実である．泉水谷ではM29でFe，Mn，Mg，Kに異常増加があり，Kの揮発性成分が大きいことから流体の存在が考えられる．M18ではCa，Na，の異常増加があり，流体の影響と考えている．小菅川では，C261でCaが多く，薄片の中に方解石脈が見られることから流体と認定した．C35でKが多く，露頭でも岩脈直上にあることから流体の影響と判断した．M411はMn，Ca，Naが異常に多く流体の存在が確認された．以上の事実から熱拡散によるホルンフェルス形成の他に，流体の影響による流体変成が生じたことが明らかとなった．



P-22

東京都江戸川区小松川地区で掘削された沖積層のボーリングコア(GS-KM-1)の堆積相とその堆積物特性・放射性炭素年代

宮地良典(産総研)・石原与四郎(福岡大学)・田辺晋・ 木村克己・ 中島礼・原未来也(産総研)・中山俊雄(東京都土木技術研究所)・ 堀和明(産総研)

Yoshinori MIYACHI, Yoshiro ISHIHARA, Susumu TANABE, Katsumi KIMURA, Rei Nakashima, Mikiya HARA, Toshio NAKAYAMA and Kazuaki HORI : Sedimentary facies , sediment property and radiocarbon dates of the GS-KM-1 core obtaioned from the Komatsugawa district, Tokyo

本調査はこの埋没谷における沖積層の層序区分と堆積環境の解析，物理検層データによる物性層序，埋没谷形状，土壌汚染の基礎データの取得を目的としたものである．

東京低地に分布する沖積層は，下位の七号地層と上位の有楽町層に 2 分される．遠藤ほか(1988)などは，七号地層と有楽町層の関係を不整合関係とし，有楽町層の基底砂層を Holocene Basal Gravel(HBG)と呼んだ．我々は今回，東京都江戸川区小松川地区で沖積層基底までボーリングし，そのコアの岩相の記載と ^{14}C 年代の測定を行った．

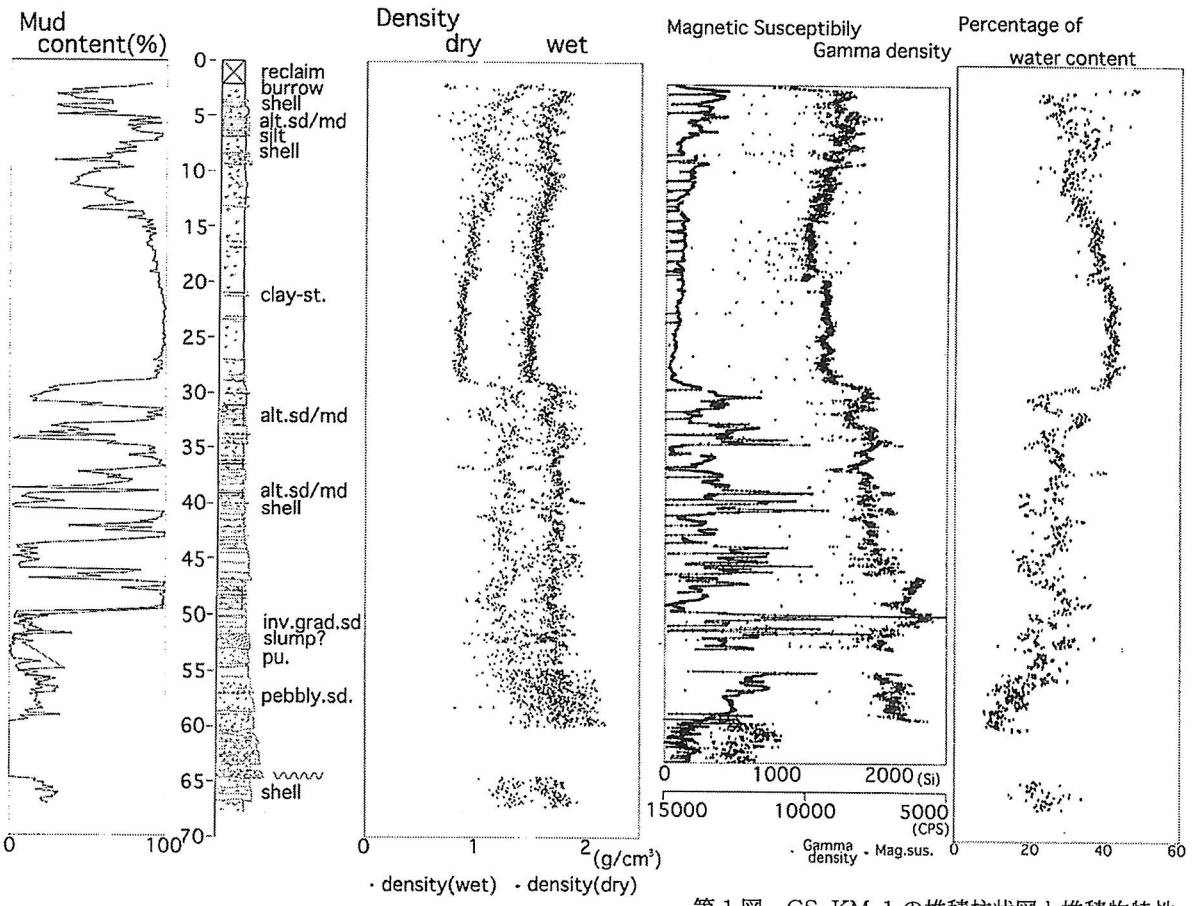
研究手法およびコアの処理

ボーリングコアは，シンオール及びトリプルコアで掘削し，掘削後 Geotek 製の Multi Sencer Core Logger(以下 MSCL と略す)により密度及び帯磁率を測定した．その後半割したコアの，片方で一次記載・写真撮影及び土色計で L*a*b*を測定した．後日このコアから剥ぎ取り標本を作製した．もう一方のコアでは，軟 X 線写真用のサンプル，7cc キューブでの連続サンプルを行い，その中で貝化石や材片などを年代測定用にサンプルした．残りの試料は 10cm 毎にチャック付きポリ袋にサンプルした．この際，主として自生或いは合弁の二枚貝，これらが無い場合は貝殻片や木片を採取し，それらの内から 16 個の ^{14}C 年代を測定した．その後，軟 X 線写真の撮影と，X 線ケース内の試料のスケッチを行い，一次スケッチ，軟 X 線写真，剥ぎ取り標本を参考に堆積相を記載した．処理の詳細は石原ほか(2003)（本講演会資料）と同様に行ったのでこれを参照されたい．

GS-KM-1 コアの堆積相と堆積物特性(第 1 図)

GS-KM-1 コアには次のような堆積相が認められた．すなわち，下位より，礫-砂礫層を主とし，しばしばトラフクロスラミナの見られる河川充填堆積物，砂・泥互層を主とする塩水湿地-潮汐チャネル，貝殻片を多く含む粗粒堆積物からなる砂質干潟と考えられる堆積物，無構造な泥層に，平行葉理状の細粒砂や貝殻片を挟在するプロデルタの堆積物，生痕を多く含むデルタフロント堆積物，そして最上位に砂質でトラフ型斜交葉理を含むデルタプレーン堆積物が整合的に累重する．

MSCL の γ 線透過による密度と 7cc キューブによる湿潤密度は比較的よい相関関係にある．一般に粗粒堆積物は上部から下部へ向けて密度がおおきくなる傾向があるが，プロデルタの泥層は，下部ほど含泥率及び含水比ともに高く，密度が低くなる傾向がある．

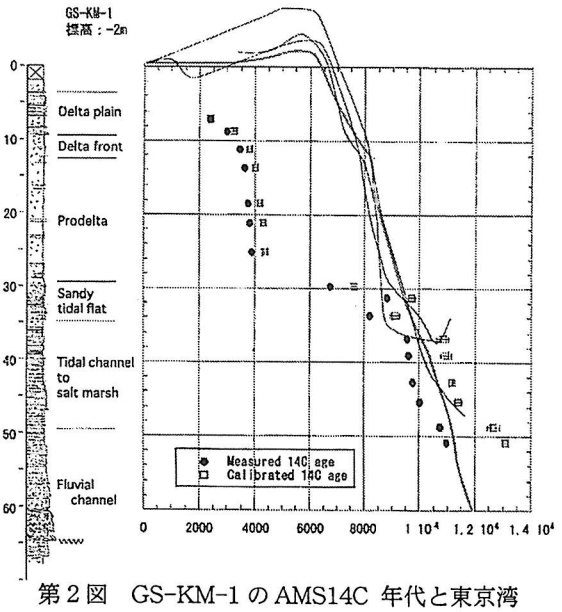


第１図　GS-KM-1 の堆積柱状図と堆積物特性

^{14}C 年代と堆積環境の変遷

本コアで測定された 16 の AMS^{14}C 年代値と東京湾での海水準変動曲線(Saito et al.,1995)を第２図に示す．これらの年代値と堆積相の対比の結果，河川充填堆積物は，10000yr BP 以前，潮汐チャネル-塩水湿地堆積物は 10000-9000yr BP に海水準の上昇に伴って，砂質干潟と考えられる堆積物は 8000yr BP 前後に，そしてプロデルタ-デルタプレーンの堆積物は 4000yr BP 以降に急速に堆積したことがわかった．

これらの検討の結果と同時に検討を行った，GS-SK-1（埼玉県草加市；石原ほか,2003）や東京都土木技術研究所コアの対比などから，約 8000yrBP 以前は陸域-エスチュアリの環境で海水準の上昇に伴って開析谷を埋積した．その後の高海水準期-海退期に奥東京湾奥からデルタが前進し，本地点では約 4000yr BP 以降その影響が表れ，プロデルタからデルタプレーンの堆積物が急速に堆積したと考えられる．



第２図　GS-KM-1 の AMS14C 年代と東京湾での海水準曲線(Saito et al., 1995)

P-23

埼玉県草加市柿木地区で掘削された沖積層ボーリングコア(GS-SK-1)の堆積相とその堆積物特性・放射性炭素年代

石原与四郎(福岡大学)・木村克己・宮地良典・田辺晋・稲崎富士・中島礼・原 未来也(産総研)・八戸昭一(埼玉県環境科学国際センター)・堀和明(産総研)

Yoshiro ISHIHARA, Katsumi KIMURA, Yoshinori MIYACHI, Susumu TANABE, Tomio INAZAKI, Rei NAKASHIMA, Mikiya HARA, Shoichi HACHINOHE, Kazuaki HORI:
Sedimentary facies, sediment property, and radiocarbon dates of the GS-SK-1 core obtained from Kakinoki district, Soka City, Saitama

東京低地および中川低地には，最終氷期に形成された開析谷を埋積し，沖積層が厚く堆積している．関東地域における沖積層は，下位の河川～汽水環境で礫～砂質堆積物からなる七号地層，上位の内湾～河川環境で厚い泥層および最上位の砂層からなる有楽町層と2つに分けられ，その境界はHolocene Basal Gravel (HBG)と呼ばれる不整合が存在すると考えられている(遠藤ほか，1988)．一方，最近になって堆積相解析やシーケンス層序学的な検討が沖積層に適用されるようになり，地層の形成といった見かたでの層序の再検討が必要になってきた．

本研究では，埋没谷を埋積する沖積層の層序区分，堆積環境，土質工学的特徴，埋没谷の詳細な形状などを明らかにするために埼玉県草加市で行われた GS-SK-1 ボーリングについて，特に堆積環境，物性等を中心に紹介する．

研究手法およびコアの処理

GS-SK-1 コアは埼玉県草加市，柿木浄水場敷地内で掘削された．ここでは，オールコアボーリング(GS-SK-1A)，土質ボーリング(GS-SK-1N)，土質試験試料採取用ボーリング(GS-SK-1T)を，数 m とごく近い範囲内で行い，さらにこれらの孔口を用いて物理検層(サスペンジョン PS 検層，キャリパ，コンビネーション，VSP)も行った．

オールコアボーリングは，沖積層基底の礫層を除き，3 重管で採取した．採取したコアは掘削直後に密封し，Geotek 社の Multi Sensor Core Logger によってγ線透過率およびループセンサによる帯磁率を測定した(1cm 間隔，10 秒)．γ線(線源：137Cs，370MBq)透過率から密度を求めることができる．その後コアを半割して，一方で湿潤状態での一次記載(堆積構造，粒度など)，写真撮影，ミノルタ社製土色計を用いて L*a*b*系による色を測定し，その後樹脂を用いてコア断面試料の剥ぎ取りを行った．もう一方のコアでは，^{14}C 年代測定用サンプルの採取，軟 X 線写真撮影用サンプルの採取，7cc キューブの連続サンプルの採取を行い，残りは 10cm ごとにポリ袋に入れた．その後 7cc キューブは，湿潤・乾燥重量，帯磁率，含泥率の測定に用い，軟 X 線撮影用のサンプルは軟 X 線写真の撮影および再記載と写真撮影を行った．

これらのデータを基に，地質柱状図の作成および堆積相の記載を行い，^{14}C 年代データとあわせて堆積環境の変化を読み取った．

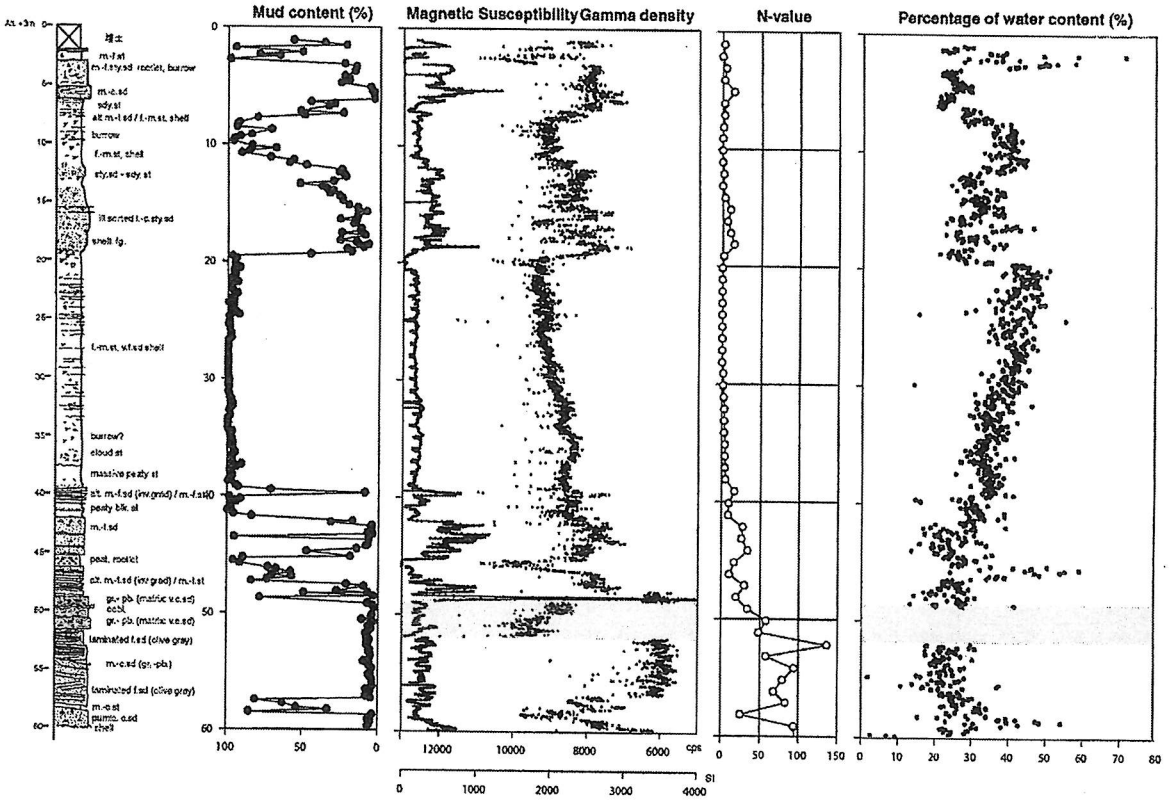
GS-SK-1 コアの堆積相

GS-SK-1 コアには次のような堆積相が認められた．すなわち，下位から礫～砂礫層を主体とする河川充填堆積物，砂・泥互層が主体の潮汐チャネル・塩水湿地堆積物，厚い塊状の泥岩が卓越し，汽水性の自生二枚貝化石を産出する泥質干潟と考えられる堆積物，含砂率が 50%程度で，生痕，貝殻片を多く含み，砂質干潟と考えられる堆積物，塊状の泥層に砂層や貝殻片を挟在し，多くの生痕を含んでいて上方に粗粒化するプロデルターデルタフロント堆積物，そして最上位に砂質でトラフ型斜交層理などを含むデルタプレーン堆積物が整合的に重なる．

^{14}C 年代と草加地区の堆積環境の変遷

GS-SK-1 コアでは，主として自生の二枚貝，無い場合には貝殻片および木片を用い，計 14 個の ^{14}C 年代を得た．堆積相との対比の結果，河川充填堆積物は 10000yBP 以前，潮汐チャネル・塩水湿地堆積物は 10000～9000yBP，泥質干潟と考えられる堆積物は 9000～8000yBP，砂質干潟と考えられる堆積物からプロデルターデルタフロントーデルタプレーン堆積物は 8000～4000yBP の間に堆積したことが明らかになった．

年代データおよび堆積相，また同時に検討を行った GS-KM-1 コア(都江戸川区小松川；宮地ほか，本講演会資料集参照)や東京都土木技術研究所所有のコアとの対比からは，河川充填堆積物から干潟堆積物までは海進期に埋没谷を充填したエスチャリーの堆積物，デルタフロント～デルタプレーン堆積物までは，高海水準期～海退期にかけて形成された前進性のデルタからなると考えられる．



P-24

沖積層のpH・電気伝導度・イオン濃度特性－東京・中川低地のボーリングコア(GS-KM-1, GS-SK-1)の例－

原　未来也・木村克己・ 宮地良典・田辺　晋(産総研)・石原与四郎(福岡大学)

Mikiya HARA, Katsumi KIMURA, Yoshinori MIYACHI, Susumu TANABE, Yotaro ISHIHARA：Characters of pH, EC and ion contents of Latest Pleistocene to Holocene sequence-examples from GS-KM-1 and GS-SK-1 cores drilled in the Tokyo and Nakagawa Lowlands, Kanto plain-

はじめに　産総研の都市地質プロジェクトの一環として，沖積層に関する重金属の含有量・溶出特性評価を目的に，沖積層およびそれに胚胎する地下水の地球化学的特性を検討している．これまで、沖積層や鮮新統～更新統の堆積物のボーリングコアについて，そのpH、電気伝導度(EC)が堆積環境に対応して変化することは認められ(市原,1993、三浦ほか,2002 等)，その主な原因は海成堆積物において，海水中のSO_4^{2-}イオンが還元的環境下で堆積物に硫黄化合物として付加されることによるとされている（市原,1960)．大阪の沖積層の粘土や大阪湾底泥では弱アルカリ性であるのに対して，風化した大阪層群の海成粘土では硫酸が生成されるためpHが2-3まで低下するとされている（市原,1993)．しかしこれまでの研究では，掘削直後の試料を用いていないため現在の地下環境における沖積層のpH, EC特性はほとんど把握されていない．本報では，沖積層の堆積環境と現在の地下環境におけるpH, EC特性を関連させて検討した結果を報告する．

分析試料　東京低地と中川低地で得られた2本の沖積層のボーリングコア（GS-SK-1：60m長，以下SKコア，GS-KM-1：55m長，KMコア；詳細は本学会講演要旨の木村ほか，宮地ほか，石原ほかを参照）から分析試料を採取した．

分析方法　現在の地下環境評価として，コア掘削後直ちに10cm毎に試料を採取し，pH, ECを測定した．測定試料としては，地盤工学会基準（JGS0211-2000と0212-2000）に従い，湿潤試料10gと純水50gとの懸濁液を調整した（KMコア:268試料;SKコア:118試料)．また，風化・乾燥の影響評価として，採取試料を約1ヶ月後に80℃下で48時間加熱し（KMコア:68試料，SKコア:56試料)，その乾燥した試料10gを用いて混濁液を調整して測定した．さらに約3ヶ月後に，各コアにつき代表的なpH、EC特性を示す10ないし11試料を選択・採取し，地層試料10gを湿潤状態のまま調整したものと，上記と同様の条件で乾燥させてから調整したものとの2種類の懸濁液を調整した．pH, ECを測定した懸濁液に対し遠心分離を施し，pH, ECを再測定してから，イオンクロマトグラフィー(IC, 測定対象:陽イオン;Li^+, Na^+, $NH4^+$, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, 陰イオン;F^-, Cl^-, NO_2^-, Br^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, PO_4^{2-})とアルカリ度測定法を用いて，主要イオン組成を測定した．

結果　コア半裁直後の試料懸濁液のpH, ECと沖積層の堆積システムとを対比・検討する（図1，2参照)．主に海成層からなるデルタシステムでは，最上部の砂層を除くと，他の層準よりも高い8～10程度のpHと200～500μS/cmの大きいECで特徴づけられる．最上部の砂層の低いpHとECは、不圧地下水の影響を受けたものと考えられる。汽水成層からなるエスチュアリーシステムでは，pH, ECともに上位のデルタシステムの高い値から次第に低下し，pHでは7付近まで，ECでは50μS/cm付近までそれぞれ低下する．一方，淡水成層からなる河川システムになるとpHは急激に大きくなり9前後に達し，ECではゆるやかに増加し100μS/cm付近に達する．この河川システムでのpH, ECの垂直変化トレンドは下位の更新統との不整合をはさんで連続的に移り変わる．

SK・KM両コア間の大きな相違点は，エスチャリーシステムの区分において，SKコアでは厚さ30mの区間内でなだらかなpH, ECの下方低下を示すのに対して，KMコアでは厚さ20m区間の最上部5m内でpH, ECの急激な低下が見られることである．

掘削後すぐに採取した湿潤試料，1ヶ月，3ヶ月放置した試料（湿潤・乾燥試料ともに類似）を比較すると，すぐに採取した試料より1ヶ月，3ヶ月と放置した試料のほうがECの値は大きくなり，海成層の湿潤試料で比較すると2倍ほどに増大する．pHは1ヶ月，3ヶ月放置した試料（湿潤・乾燥試料）はともに類似した値を示し，掘削直後の湿潤試料に比べやや低下する傾向が認められる．

イオン組成は，全体的にはNa^+, SO_4^{2-}に富んでいる(2対1の量比)．また，ECが100μS/cm以下の試料では，$NH4^+$, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Cl^-, NO_2^-, NO_3^-といったイオンの量がNa^+, SO_4^{2-}よりも多くなる

試料もあった．アルカリ度については，Na，SO_4^{2-}の鉛直分布と傾向が似ていることが分かった．

考察　イオン組成の測定結果から，地層試料懸濁液の示すECの増減は，そのNa^+とSO_4^{2-}の含有量によるものであると判断される．デルタシステムやエスチャリーシステム最上部のSO_4^{2-}含有量が高いことから，今回用いたコアについても，これまで海性粘土に対して指摘されていた事と同様の特徴が認められる．pHについては，その値が概ね6～10と中性から弱塩基性付近を示した．そのため，今回測定したイオン組成の測定の分析精度を大幅に向上させるだけではなく，金属イオンや有機酸の影響を考慮しなければ，今回得られた値を説明することはできないと考えられる．

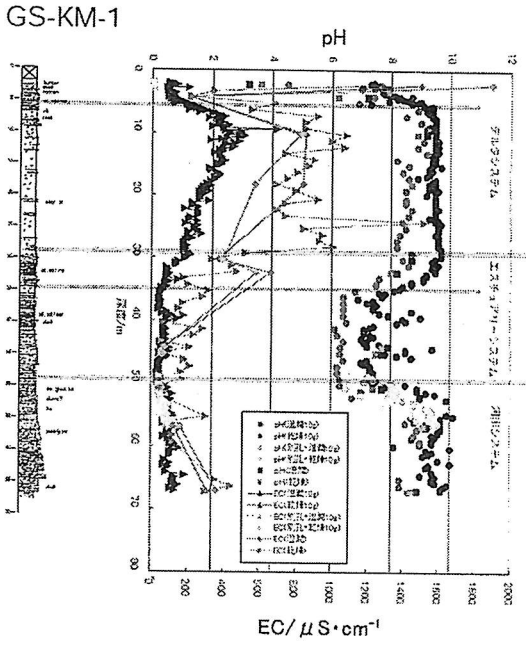
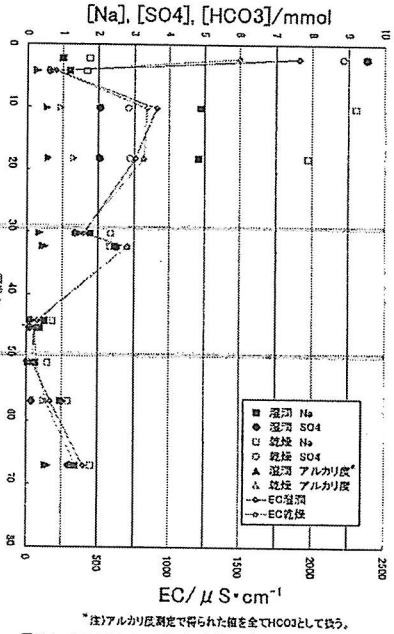


図1-b. GS-KM-1コアにおけるpH, ECと堆積相システム.



*注)アルカリ度測定で得られた値を全てHCO3として扱う。

図2-b. GS-KM-1コアにおけるECとNa, SO4, アルカリ度.

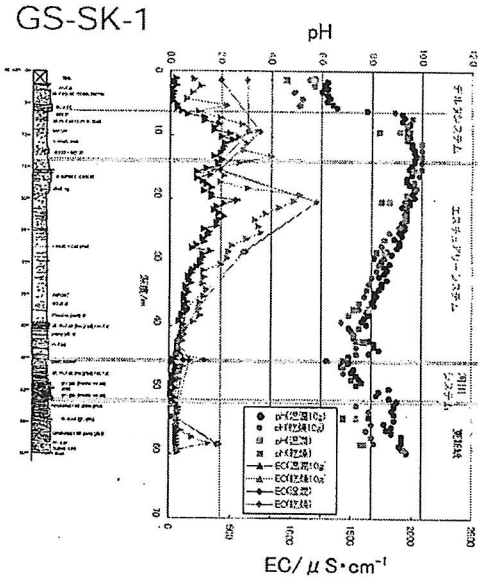
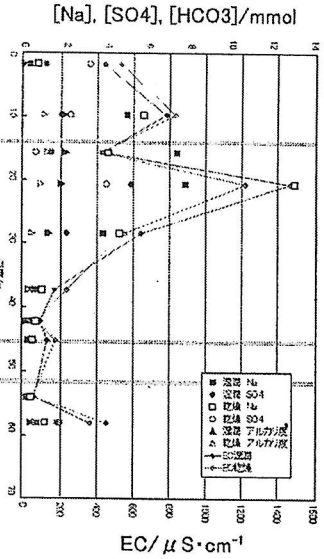


図1-a. GS-SK-1コアにおけるpH, ECと堆積相システム.



*注)アルカリ度測定で得られた値を全てHCO3として扱う。

図2-a. GS-SK-1コアにおけるECとNa, SO4, アルカリ度.

P-25

ボーリング調査と音波探査からみた富士五湖本栖湖湖底堆積物の地質

内山　高・輿水達司（山梨県環境科学研究所）

UCHIYAMA Takashi and KOSHIMIZU Satoshi : The geology of lake bottom sediments in Lake Motosu, Fuji Five Lakes, based on the drilling and sonic prospecting

富士北麓の富士五湖は富士山の火山活動の過程で形成され，新富士火山期（津屋，1971）の噴出物等による堰き止めで，現在の形になったとされている（例えば，小山，1998；上杉，2000）．また，現在の富士五湖が形成される以前には北西麓にセの海，北麓に旧河口湖，北東麓には古山中湖等の湖が存在したとされている（濱野，1988：遠藤ほか，1992）．このうち本栖湖は西暦 864 年（貞観 6 年）の噴火により溶岩流が流入し，またセの海もこの噴火により埋積され，現在の西湖と精進湖が形成されたとされている．これら新旧の湖について，その形成過程や湖底堆積物の研究は多くない．

我々研究所では富士五湖周辺の自然環境変遷史や火山活動の影響を解明するため，湖底堆積物を採取し，化学分析，微化石（珪藻・花粉）分析等を行っている．湖底堆積物を採取するに当たって，まず富士五湖で音波探査を行い湖底堆積物の概要を把握し，その後河口湖・山中湖・本栖湖において湖底堆積物を採取した．これら三湖の湖底堆積物の岩相，テフラの特徴等の概要は輿水ほか（1998，1999）等で報告した．今回，音波探査結果とボーリング調査結果とを合わせて，湖底堆積物について再検討を行った．その結果について本栖湖を例に報告する．なお，音波探査は可探深度の大きめなブーマーおよび小容量エアガンと，極表層の堆積層を把握するためソノプローブとを使用した．音波探査測線およびボーリング・ピストンコア採取位置を図 1 に示す．

本栖湖のソノプローブによる代表的な音波探査断面を図 2 に示す．これと他の音波探査結果の反射パターンから，本栖湖湖底堆積物は上位から S1 層から S4 層の 4 層に区分され，音響基盤としての S5 層は，陸上部の地質から推定して溶岩からなる S5L 層と新第三系からなる S5br 層とに細分される（図 3）．この音響的地層区分と湖最深部付近で行われたピストンコアおよび湖岸で行われたボーリングコア（図 4）との対比は次のようになると考えられる．S1 層は均質な粘土・シルトからなり，内部の反射面はスコリア層および火山灰層に対応する．S4 層は細かい層状パターンを示すことと層序的位置から，MO-2 コアの深度約 167～172mの縞状堆積物に対応すると推定される．その年代は約 16,000～25,000 年前と推定される．

音波探査とボーリング調査の結果から，本栖湖は少なくとも約 2.5 万年以前の溶岩の流出により本栖湖南東部の谷が閉塞されて以降，形成されたものと推定される．これ以降は各年代の溶岩が堆積することより，現在の姿となったと考えられる．

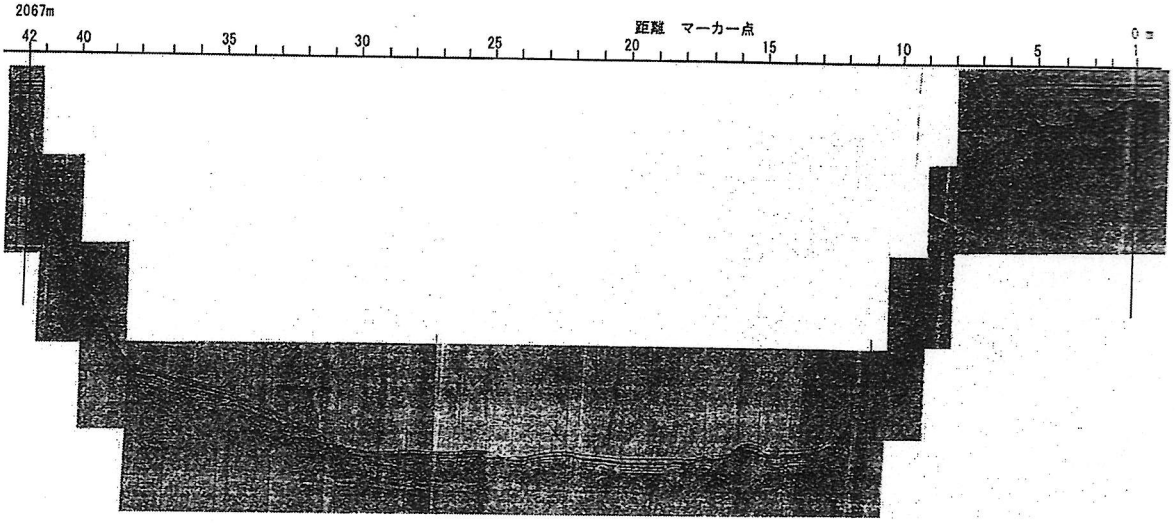


図2　音響探査断面 本栖湖測線MO-S4ソノブローブ　発振エネルギー36ジュール

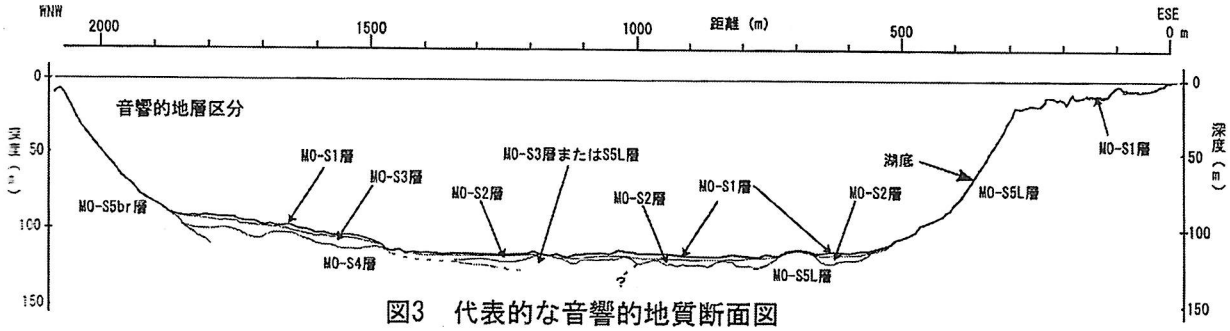


図3　代表的な音響的地質断面図

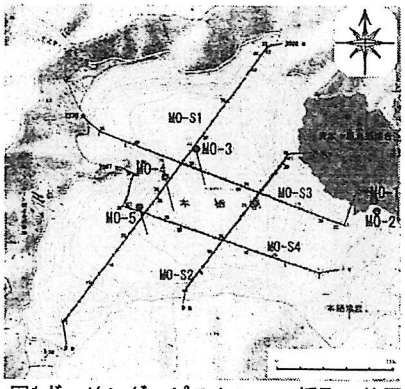


図1ボーリング・ピストンコア採取の位置と音波探査測線位置図

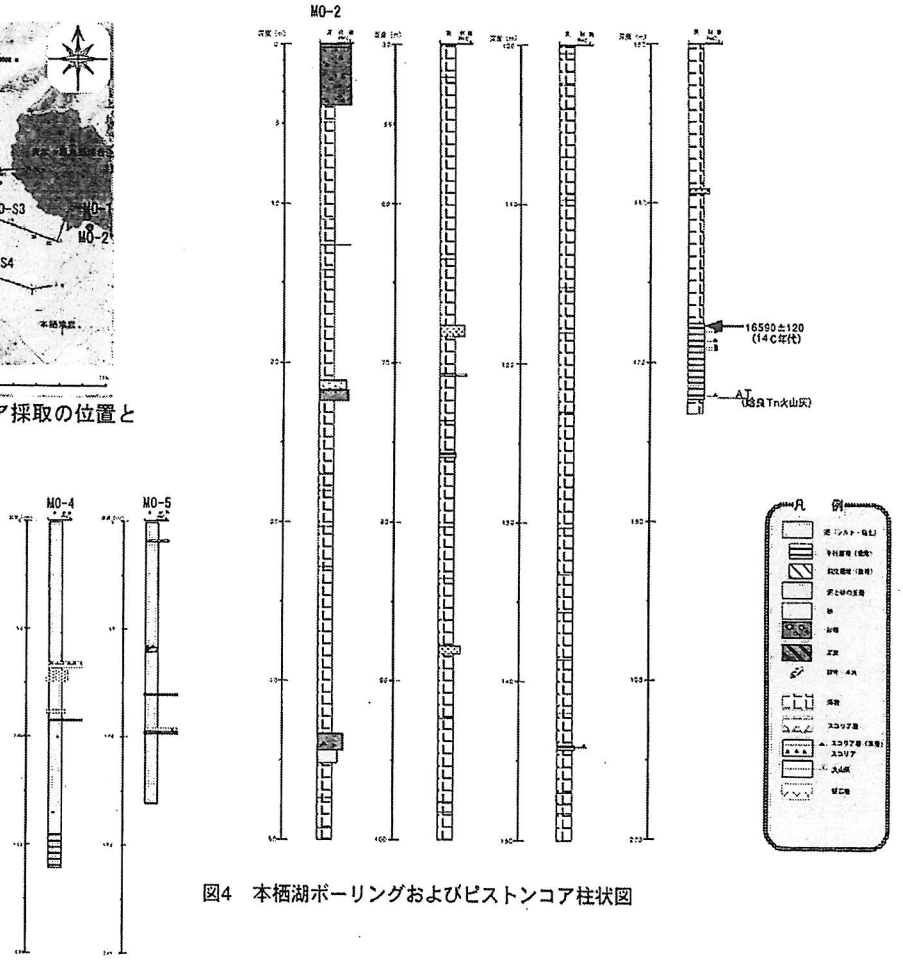


図4　本栖湖ボーリングおよびピストンコア柱状図

P-26

長野県深見池の湖沼年縞堆積物を用いた生物生産量変動の復元

川上郁夫・松尾政規（都立大）・加藤めぐみ（科博）・福澤仁之（都立大）

Ikuo Kawakami, Masanori Matsuo, Megumi Kato and Hitoshi Fukusawa : Reconstruction of annual to decadal primary production changes in Lake Fukami during last 198 years by varve sedimentology.

[はじめに]

長野県南部の阿南町にある深見池は，最大水深が約 8m，面積が 2.2ha ほどで流入河川の認められない山間の小さな湖である．この湖は，夏季に密度躍層が形成されることによって湖水の循環が停止する部分循環湖であり，古くから陸水学的な研究がおこなわれてきた（田中，1992）．また，深見池の湖底堆積物には連続した明暗褐色ラミナから構成される年縞が認められ堆積物中の珪藻遺骸と現在の珪藻種の季節変化との比較から，このラミナが 1 年ごとに形成された年縞であることが明らかにされている（石原ほか，2002；Ishihara et al.，2003）．深見池の年縞は過去約 200 年分に過ぎないものの，年縞の厚さが平均 1～2cm と厚いため，1 年単位での分析が可能であり，気象観測記録との比較をおこなうことも可能である．そこで，本研究では深見池の年縞堆積物の薄片観察による堆積構造の検討、全炭素量測定および主要鉱物・化学組成の分析をおこない，堆積物から気候変動や生物生産量を復元することを研究目的とした．

[検討方法]

分析に用いた試料は，2000 年に湖心付近で採取された FKM2000-1（全長 260cm），FKM2000-5（全長 280cm），および FKM2000-6（全長 40cm）の 3 本のコアである．FKM2000-5 と FKM2000-6 の試料について、薄片を作製し、軟 X 線写真も撮影して、年縞の枚数計測を実施した．それによって、コアの編年をおこなった．さらに，それぞれのコアについて 1-2cm 間隔で，乾燥密度と全炭素量を測定した後，粉末 X 線回折分析，蛍光 X 線分析によって主要鉱物組成，主要化学組成を測定した．これらの測定結果をもとにして，全炭素，主要鉱物，主要元素のフラックスを計算した．得られたフラックスのデータは，調査地域から 20km ほど北にある飯田測候所で観察された，1989 年から 2000 年までの月別降水量，月平均気温，年間降水量，および年平均気温のデータと比較をおこなった．

[観察および測定結果]

年縞の枚数計測の結果，本研究で用いたコアの深度 200cm までには 196 枚の連続した年縞が認められた．年縞は菱鉄鉱を含む珪藻遺骸から構成される明色ラミナと、その上位の黄鉄鉱と一部に菱鉄鉱を含む暗色ラミナから構成されていた．暗色ラミナは基底に黄鉄鉱が濃集するが上位に向かうにしたがって、次第に黄鉄鉱が少なくなり菱鉄鉱が多くなる．黄鉄鉱の晶出を促す硫化水素の発生が夏季に限定されるという観測（八木、1980）を裏付け、明色ラミナは春に、暗色ラミナは夏から秋にかけて堆積したものと推定される．したがって，深見池には 1804 年以降の年縞堆積物が欠落なく保存されていることが明らかになった．年縞編年に基づく堆積速度は，湖底から深度約 50cm までが平均 2.5cm/yr であり，それ以深では平均 1.1cm/yr を示すため、本研究の分析精度 1～2 年間隔である．そして、

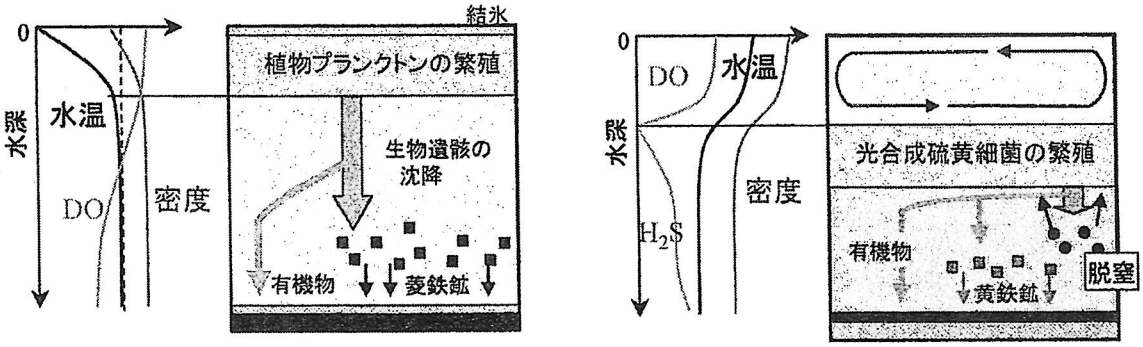
年縞編年に基づいて、降水量，気温と各種分析データの変動を相互に比較したところ，とくに 1～2 月の降水量・平均気温と全炭素フラックスの間に逆相関を示す良い相関が認められた．さらに，粉末 X 線回折分析では，薄片で観察された鉄鉱と黄鉄鉱が年縞中に連続的に検出された．

[考察]

菱鉄鉱と黄鉄鉱は，福井県水月湖や鳥取県東郷池などの年縞堆積物にも認められ，その成因は Fukusawa et al.(2002)の晶出モデルによるものと考えられる．それに従えば，地下水起源の硫酸イオンやが存在しない淡水環境下で，かつ湖水が貧酸素状態である場合において，有機物の酸化分解によって鉄が還元されて、重炭酸イオンと鉄が結びついて菱鉄鉱が晶出する．一方，地下水起源の硫酸イオンが湖沼水中に含まれる場合には、硫酸イオンも還元されて、硫化水素が発生して黄鉄鉱が晶出する．このことを踏まえて，全炭素フラックスと気象データとの関係，および菱鉄鉱と黄鉄鉱の存在から，深見池における有機物の分解・堆積プロセスを考察した．

深見池は、寒冷な時期には毎年 1 月から 2 月にかけて湖面が結氷することが報告されている(Yagi et al, 1983)．湖面が結氷すると風による湖水の撹乱が停止するため，湖底が貧酸素化すると考えられる．したがって，冬季が寒冷な年には，湖底のおける有機物の酸化が抑制されて，堆積物中の全炭素量は増加すると同時に，それと同時に有機物分解に酸素が消費されて、鉄還元が生じて、菱鉄鉱が晶出したものと考えられる．

一方，Terai(1988)は深見池における脱窒菌の活性と降水量の関係を調べ，2～3 月の降水量が夏季の湖水停滞期における脱窒菌の活性に影響を与えていることを明らかにした．すなわち，2～3 月の降水量が多い年ほど，夏季に有機物の硝酸還元が活発化して，有機物が堆積物中に保存されにくいわけである．さらに，夏季には湖底が無酸素で硫化水素が発生するためには（西条，1978）、硝酸還元に引き続いて硫酸還元が生じて，黄鉄鉱が晶出すると考えられる．これらの冬季と夏季における湖水中の有機物分解プロセスが，深見池年縞堆積物には経年変化として記録されていると考えられる．講演では、年縞の堆積構造観察と堆積物コアの全有機炭素量とオパール A 量の測定結果に基づいて、過去 200 年間の深見池における生物生産量と有機物分解量の変動を詳細に報告する．



深見池の冬季(左)と夏季(右)における有機物の分解・堆積過程を示した概念図

P-27

長野新潟県境付近におけるローム層中の炭を用いた層序学的研究

浅生亮介（大阪市大）

Ryosuke ASAO:Charcoal Stratigraphy of the Loam formation in Nagano and Niigata Prefectures,Central Japan

堆積物中に含まれる炭を扱った研究は，植生変化や気候変動と関連付けられた湖底堆積物中の微粒炭や，火砕流堆積物の推定温度を検討する試料としての炭化木片の研究が行われているが，炭を中心とした地質学的な研究例はほとんどない．こうした現状の中，吉川・渡辺・井上(2002,2003)によって本研究地域にもなっている長野県野尻湖周辺から新潟県信濃川流域にかけて過去の森林火災を示す3つの炭層準の発見が報告され，その中で炭層準が広く連続的に追跡でき，同一時間面を示す鍵層準として，層序学的研究に重要な役割を果たすことが指摘された．本研究では，同調査地域に新潟県上越地域を加え，後期更新世の風成ローム層に含まれる炭化石を研究対象に，炭化石を用いた炭層序学の有効性を検討することとした．

調査地域の長野県野尻湖周辺から新潟県信濃川流域，上越地域一帯は，詳細な火山灰層序が立てられ，地域間の対比も行われている．今回，これらの地域で18箇所の露頭において炭の観察を行った（図1）．炭の同定基準としては，Rhodes(1998)などにより挙げられている黒色で鋭角的な形態，物理的に壊れやすい，植物的な構造をもつ，光を照射した際に反射し光るという点に注目し，野外観察，室内での実体顕微鏡観察を通し当てはまるものを炭として扱った．黒色の植物片など判別しにくいものに関しては，室内で過酸化水素水との脱色反応を試みて判別した．

野外調査の記載と室内における実体顕微鏡観察の結果，すでに報告されている3層準と合わせて14の炭化石層準を確認した（図2）．その中で2露頭間以上に渡って追跡できる同一炭化石層準は11層準あった．これらの炭化石層準は数kmから数十kmに及ぶものまでがあり，同一テフラ層準内あるいは挟在されることから，その地域において同一時間面を示すと考えられ，火山灰層同様鍵層準として有効であり，より詳細な対比が可能と思われる．しかし現在のところ，顕微鏡下の形態等の観点からでは，炭自体から層準をすべて判別することは難しく，火山灰層序と総合的に判断する必要があると思われる．

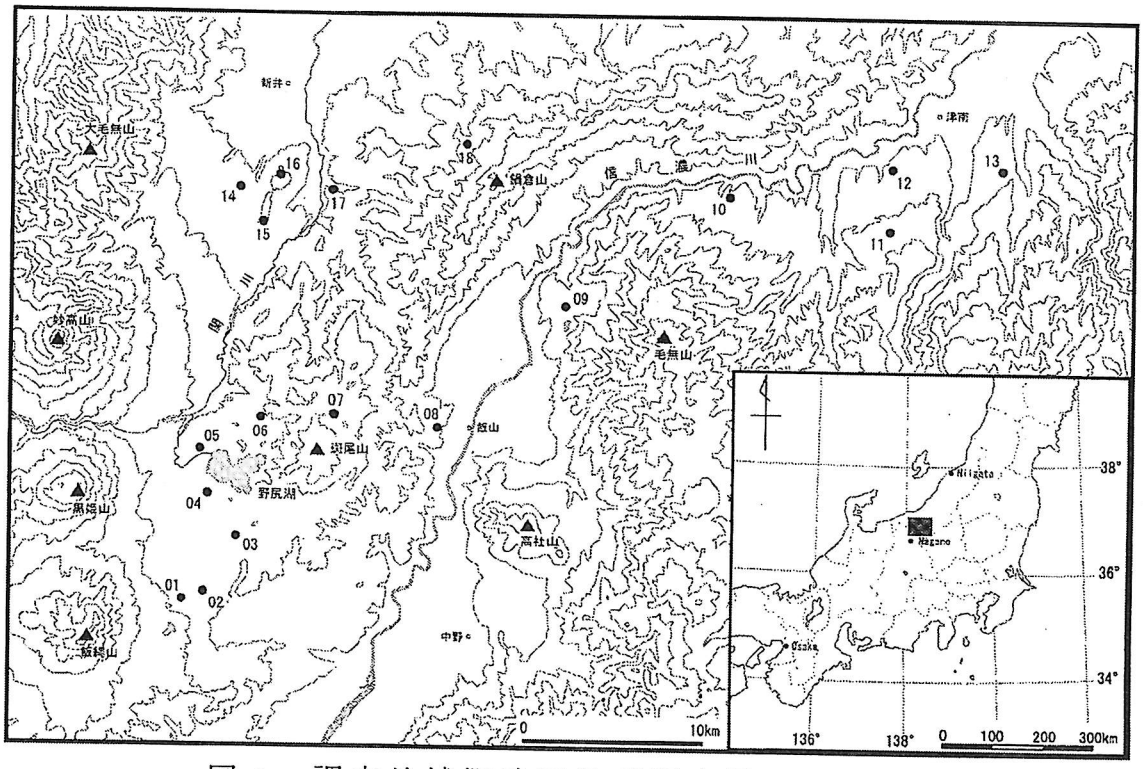


図１　調査地域概略図及び調査露頭地点図
01～18は調査地点　等高線は200m間隔

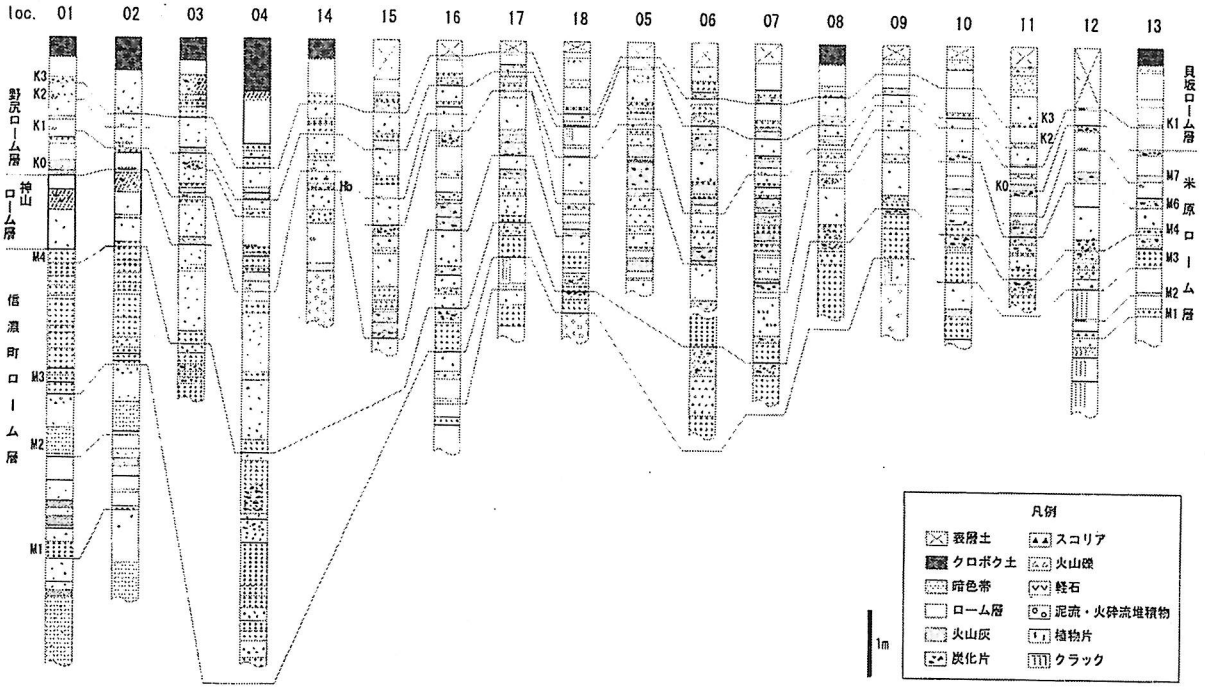


図２　地質柱状図及び火山灰対比よる炭化石層準

P-28

滋賀県曽根沼堆積物の大微粒炭（macroscopic charcoal）と小微粒炭(microscopic charcoal) 分析に基づく植物燃焼の変遷

井上　淳（学術振興会特別研究員）・高原　光（京都府大）・吉川周作（大阪市大）

はじめに

過去の森林火災や火入れなどの植物燃焼を復元する上で，堆積物中の微粒炭を用いた研究が行われている．微細な炭，微粒炭は一般に植物が燃焼する際に生成され，飛散・運搬などのプロセスを通して湖底堆積物などに取り込まれる．微粒炭は化学的に非常に安定で堆積物中に長期にわたって保存されるため，堆積物中の微粒炭の増減に着目した過去の植物燃焼の有無や増減などの研究が進められている．

一般に堆積物中の微粒炭から過去の植物燃焼を考える上で，堆積物中の微粒炭の含有量がもっとも重要とされ，微粒炭量の増減は過去の植物燃焼量の増減を反映しているものと考えられている．また最近では，堆積物中に含まれる微粒炭の粒度が非常に重要なことが指摘されている．堆積物中に含まれる微粒炭の粒度は，植物燃焼の発生地との距離を反映しているものと考えられている．

微粒炭の粒度は約100μm前後で区分され，100μm以下のものはmicroscopic charcoal もしくは micro charcoal（以下便宜上，小微粒炭と呼ぶ），100μm以上のものは macroscopic charcoal　もしくは macro charcoal（以下，大微粒炭）と呼ばれていて，一般に堆積物中の大微粒炭は局所的な植物燃焼を，小微粒炭は地域的な植物燃焼を反映するものと考えられている(Whitlock and Larsen, 2001 など)．特に近年，海外では堆積物中の大微粒炭 を用いた湖の集水域内の植物燃焼の復元などが活発に行われている．日本では，微粒炭についての研究は少なく，またその研究のほとんどは小微粒炭を扱ったもので，堆積物中の大微粒炭についての研究は極めて稀である．そこで本研究では，滋賀県曽根沼で採取された堆積物試料を用いて，大微粒炭と小微粒炭の両方の分析を行い，それぞれの増減傾向などについて比較・検討した．

試料

試料は，曽根沼で採取した約 11m のコア試料を用いた．約 9m 以浅では主に泥炭層からなる．なお，放射性炭素年代測定により，深度 848cm で 13680 yrs BP, 546cmで 4850 yrs BP, 244cm で 2600 yrs BP, 179.5cm で 1230 yrs BP の値が得られている．また，深度 600cm 付近では火山ガラスの濃集層が認められ，火山ガラスの形状・屈折率，前後の年代値から K-Ah 火山灰と推定される．

分析方法

分析方法は，主に小微粒炭を測定するために花粉スライド法（pollen slide method）を，大微粒炭を測定するために篩い法（sieving method）を用いた．花粉スライド法は，以下の手順で行った．試料を一定量秤量し，これに一定濃度の球形プラスチック（直径 25μm）懸濁液を添加した．各試料に水酸化カリウム処理，篩による大型物の除去（250μm），フッ化水素酸処理およびアセトリシス処理を行った．その後，プレパラートを作成し，対物レンズ 20 倍，接眼レンズ 10 倍の光学顕微鏡を用いて，検鏡を行った．そして，乾燥堆積物試料 1g 中の微粒炭の面積量を算出した．

また，篩い法は，一定量秤量後，Rhodes(1998)を参考に過酸化水素水処理を行った．そして，篩に通して 125μm 以上のものについてシャーレ上に広げて，実体顕微鏡で検鏡した．小微粒炭同様，乾燥堆積物試料 1g 中の微粒炭の面積量を算出した．なお，一部の層準の大微粒炭については反射率測定を行い，その炭化温度について検討した．

分析結果と考察

大微粒炭と小微粒炭の増減傾向は，一致する層準も認められるが，大きく異なる層準も認められた．小微粒炭の多い層準は前後に連続するのに対し，大微粒炭は特定の層準で増加するなどの傾向が認められた．堆積物そのものの粒度変化や堆積環境の変化を考慮する必要があるが，大微粒炭と小微粒炭の傾向の相違は，微粒炭の発生地点の距離が異なることに由来する可能性が考えられる．

P-29

琵琶湖高島沖コアの粒度分析結果

蓑輪貴治（大阪市立大学）・井内美郎（愛媛大学）・吉川周作（大阪市立大学）
Takaharu MINOWA, Yoshio INOUCHI, Shusaku YOSHIKAWA : Grain size variations in the Takashima-Oki core from Lake Biwa.

はじめに

粒度組成を知るということは，堆積物の基本的な性質を知ることであり，堆積物の輸送過程や物理的な堆積環境を知る手がかりとなる．琵琶湖において，ボーリングコアを用いて様々な研究が行われてきた．その中でも，山本(1984)では，200m コアを用いて，そのコア中の粒径変動が見出され，ミランコヴィッチサイクルに同調するとした報告がなされている．しかし，珪藻などの生物遺骸粒子を無視できるとしているため，今回，高島沖コアを用いて堆積物に含まれる珪藻などが粒度組成にどのような影響を与えているのかを検討した．

分析方法

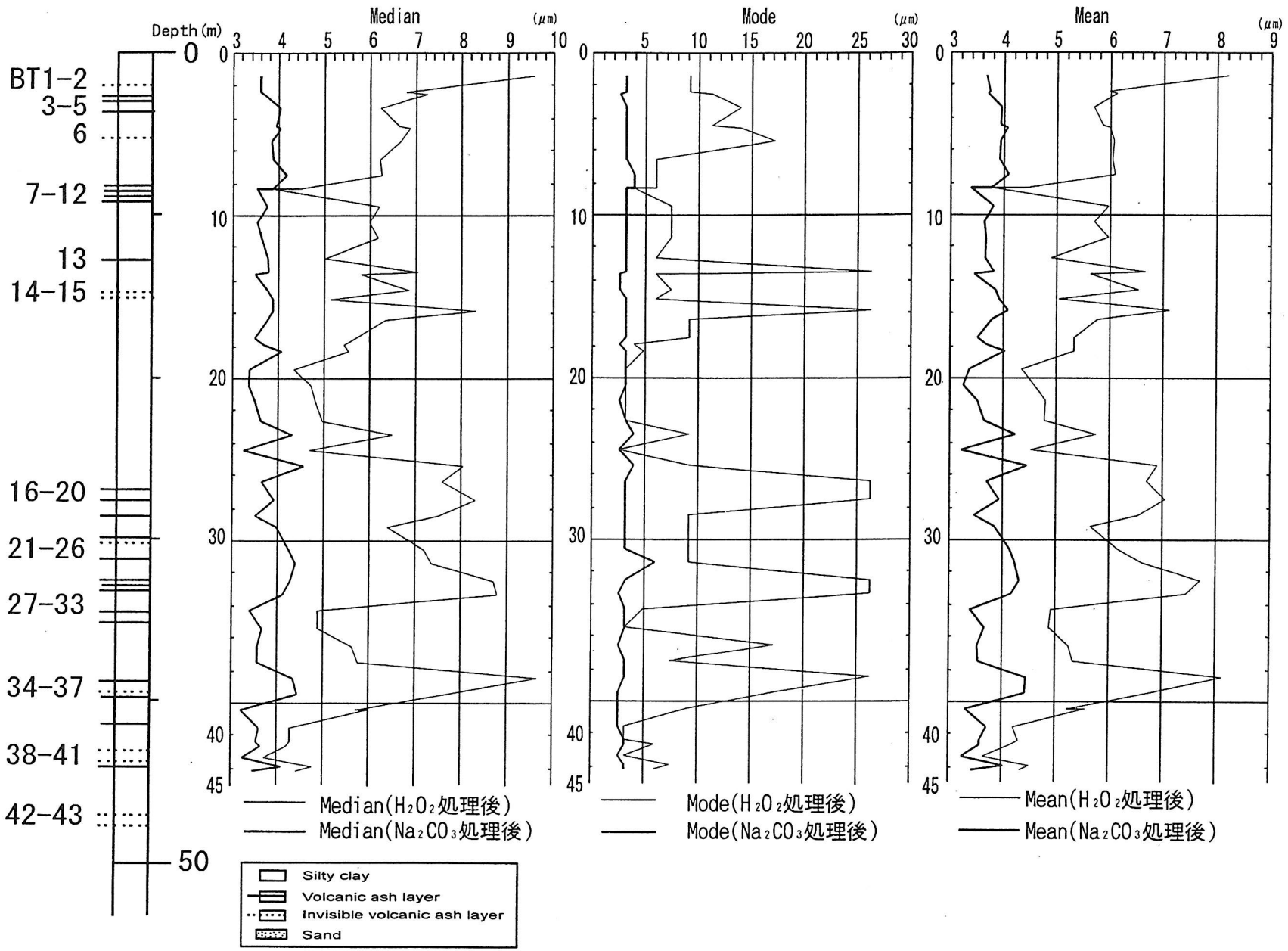
高島沖コアを用い，加ほか(1997)により，珪藻殻数を用いた古気候復元がなされている．それに基づき，サンプルを選び，風乾後，重量を測定し，各試料を 10%の過酸化水素水（H_2O_2）にて有機物を分解，粒子の分散を行い，レーザー回折式粒度分析器（島津製 SALD - 3000S）にて粒度測定を行った．その後，珪藻などを除去するために 2M の炭酸ナトリウム水溶液（Na_2CO_3）を用い，85℃で 8 時間煮沸を行い，蒸留水で洗浄後，同じくレーザー回折式粒度分析器(島津製 SALD - 3000S）にて粒度測定を行った．なお，珪藻の除去を確認し，判断するために過酸化水素水処理後と炭酸ナトリウム処理後にそれぞれのサンプルのプレパラートを作成した．

結果

過酸化水素水処理後のサンプルは，確かに変動し，温暖期に増加し，寒冷期に減少する傾向が見られる．しかし，炭酸ナトリウム処理後は，中央粒径値が 3 - 4μm 前後とほぼ一定化する傾向が見られる．すなわち，高島沖コアにおいての粒度分析結果は，珪藻殻数や珪藻種に依存している可能性が高い．

結論

一般的に温暖期には降水量が増加するため粒度は粗くなり，寒冷期には降水量が減少するために粒度が細かくなると言われている．今回の結果から言えることは，高島沖コアのように湖心に近く，粗い粒度のものが混入しにくい場所では，珪藻などの生物遺骸が粒度に対する影響が大きい場合がある．加ほか(1997)などより，珪藻は降水量変化と連動して殻数が変動するといった報告がなされているため，従来の分散後もしくは過酸化水素水処理後の粒度分析結果が砕屑物か生物遺骸のどちらに依存したものなのか考察する必要がある．


Depth (m)
0
50
BT1-2
3-5
6
7-12
13
14-15
16-20
21-26
27-33
34-37
38-41
42-43
Median
(μm)
Mode
(μm)
Mean
(μm)
Median(H2O2処理後)
Median(Na2CO3処理後)
Mode(H2O2処理後)
Mode(Na2CO3処理後)
Mean(H2O2処理後)
Mean(Na2CO3処理後)
Silty clay
Volcanic ash layer
Invisible volcanic ash layer
Sand

P-30

大阪市長池堆積物における多環芳香族炭化水素の歴史的変化

石竹美帆（大阪市立大学），森脇洋（大阪市立環境科学研究所），加田平賢史（大阪市立環境科学研究所），山本攻（大阪市立環境科学研究所），鶴保謙四郎（大阪市立環境科学研究所），吉川周作（大阪市立大学）

Miho ISHITAKE, Hiroshi MORIWAKI, Kenshi KATAHIRA, Osamu YAMAMOTO, Kenshiro TSURUHO, Shusaku YOSHIKAWA; Historical trends of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in a sediment core from Nagaike, Osaka, western Japan

多環芳香族炭化水素（polycyclic aromatic hydrocarbons, PAHs）は石油・石炭などの化石燃料や木材などのバイオマスの燃焼に伴い生成し，ガソリンやアスファルトのような石油製品にも含まれる．また，その発生源によって組成が異なる．PAHs は有害汚染物質としても知られており，特に benzo(a)pyrene は強い発ガン性が指摘されている．PAH は堆積物中で安定であるため，堆積物中の濃度を連続的に測定することにより，人間活動に伴う大気汚染史を復元することが可能である．

大阪は古くから産業活動が活発な地域であり，それに伴って様々な環境汚染物質が大気中に放出されてきた．そこで，本研究では，大阪市内に位置する溜池（皿池）の一つである長池堆積物中の PAHs 濃度変化を明らかにし，大阪における大気汚染の歴史及び PAH 発生源の変遷を解析する．

分析試料として 2001 年 9 月に，長池において採取された長さ 105cm のコアを用いた．長池には流入河川がないことから，その堆積物は大気降下物であり，PAHs の歴史的変化を連続的に記録していると考えられる．堆積物は主にシルトからなり，深度 34～105cm には厚さ 5～10mm の縞状構造が認められた．このコアを約 3cm ごとに分割し，液体クロマトグラフィー質量分析計（LC/MS）を用い，11 物質（phenanthrene, anthracene, fluoranthene, pyrene, benzo(a)anthracene, chrycene, benzo(b)fluoranthene, benzo(k)fluoranthene, benzo(a)pyrene, benzo(ghi)perylene, indeno(1,2,3-cd)pyrene）の濃度を測定した（Fig. 1）．

分析の結果，長池堆積物中の総 PAHs 濃度は 4～24mg/kg(dry wt)であり，深度 78～81cm 及び 42～54cm で比較的高い値を示した．個々の化合物も類似した濃度変化傾向を示した．長池堆積物の ^{137}Cs, ^{210}Pb の分析結果（山崎ほか，2002）から得られた時間軸を本コアに適用すると，1940 年代から 50 年代初めに相当する層準においては比較的低く，1950 年代および 1970 年代に相当する層準では特に高い値を示す．以後，2001 年まで緩やかな減少傾向を示す．

PAHs 濃度の増減は主に化石燃料の燃焼および自動車の排気ガスの影響を反映していることから，1960 年代における濃度の急激な増加は石油供給量の増加によるものと考

えられる．また，1980 年代以降の減少は，1970 年代の石油ショックによる石油供給量の減少，あるいは煤煙の排出規制の強化によるものであると考えられる．

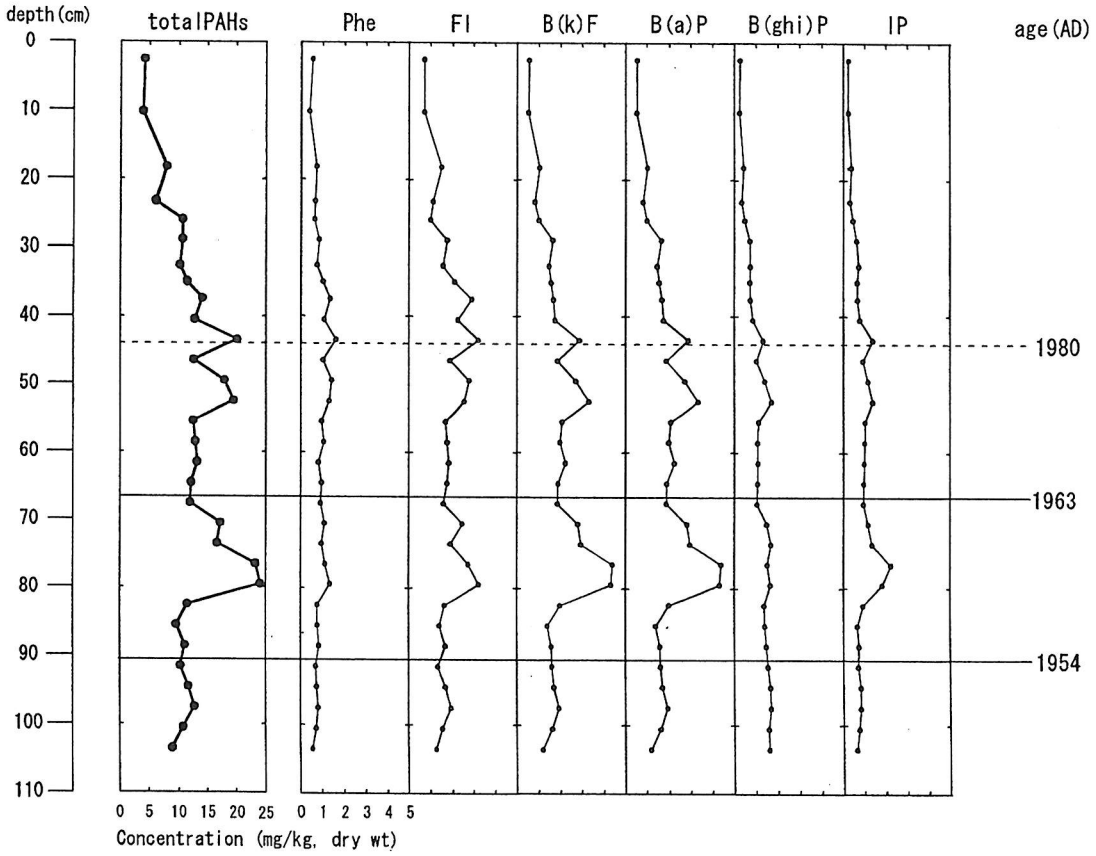


Fig.1 Vertical distributions of PAHs concentrations in a sediment core from Nagaike. Phe:phenanthrene, Fl:fluoranthene, B(k)F:benzo(k)fluoranthene, B(a)P:benzo(a)pyrene, B(ghi)P:benzo(ghi)perylene, IP:indeno(1,2,3-cd)pyrene

P-31

大阪平野部の沖積層について

北田奈緒子[*1]・斎藤礼子[*1]・伊藤浩子[*1]・岩城啓美[*1]
諏訪靖二[*1]・竹村恵二[*2]・三田村宗樹[*3]
([*1]財) 地域 地盤 環境 研究所, [*2]京都大学, [*3]大阪市立大学)

Naoko KITADA, Reiko SAITO, Hiroko ITO, Hiromi IWAKI, Seiji Suwa, Keiji TAKEMURA and Muneki MITAMURA:
Allubvial deposit of Osaka Plain

大阪平野には鮮新・更新統の大阪層群が広く堆積しており，その上位を段丘堆積物および沖積層が覆っている。これらの地層中には15枚の海成粘土層が挟まれており，大阪層群中では海成粘土層を下位からMa-1，0，1，・・・10と呼ぶことから，段丘堆積物中に含まれる2枚の海成粘土層もこれを踏襲してMa11，Ma12と呼び，沖積層中の海成粘土層はMa13と呼ばれている。Ma13層およびMa12層は大阪平野部および港湾部の地表付近に広く分布することから，建設施工のボーリング時にもこれらの粘土層まで調査が行われている。大阪湾地盤情報の研究協議会では，大阪湾および港湾部の地質・工学ボーリングデータを約4200本保有しており，これに大阪平野部のボーリングデータ（関西地盤情報活用協議会保有）を参考にして，大阪湾ベイエリアの地質についての検討を行った（大阪湾地盤情報の研究協議会，2002)。本発表では，この研究について報告を行う。

検討では，各ボーリングデータを近在する地質ボーリングデータと比較し，Ma13層およびMa12層の特徴について把握し，側方に追跡した。Ma13，12粘土層は，ともに連続性が良好であった。Ma13層の上端および下端では，海進および海退による層相変化と思われるシルト層が確認された。このMa13層の上面標高および層厚は大阪平野部ではおよそ上面標高O.P.-7m，層厚14m程度であるが，上町台地に近づくに従って薄くなり消滅する。また沿岸部では，上面標高はO.P.-8m程度を示し，層厚は沖合いの新島付近で20mを超える。Ma13層の下には砂あるいはシルト層があり，この下に再び層厚数mの粘土層が確認されるボーリングもあった。Ma12層の上面には，天満砂礫層と呼ばれる砂礫層が明瞭に観察されるが，沿岸部では，礫層の下に礫混じり砂層が厚く堆積していることが分かる。この天満砂礫層と砂層をあわせて第1洪積砂礫層と呼ぶが，この第1洪積砂礫層の上面標高は大阪平野部でO.P.-20m程度，層厚は15m程度である。沿岸部では，上面標高がO.P.-40m程度，層厚は新島東部で25mを超える。Ma12層は第1洪積砂礫層の下位の粘土層であるが，平野部においてはMa13層で見られたようなシルト層の漸移層は見られず，第1洪積砂礫層に上端が削られて堆積したと考えらる。しかし，沖合いから沿岸部およびMa12層の下部にはシルト層の漸移層が見られる。

Ma13層とMa12層の間にはもう1枚の粘土層が確認された。この粘土層の分布は淀川の南側，中ノ島以南～大阪咲洲（南港北）の範囲でデルタ上に分布する（図1)。また，この粘土層について，咲洲において実施されたボーリング試料を用いて微化石総合分析を行ったところ，有孔虫や貝

形虫など明らかに海成を特徴付ける微化石は見られず，少量の黄鉄鉱が確認されたことから（図２），汽水成の堆積環境であったと推定される。また，土質試験のひとつである標準貫入試験の結果が沖積粘土である Ma13 層の結果と類似することから，完新世の堆積物である可能性が高い。沖積層の区分についてはいくつかの論文で検討がなされているが，藤田・前田（1985）による区分（図３）のうち，南港粘土層と呼ばれるものに対応する可能性が強い。また，同様の粘土層は中之島の建設現場地下でも確認され，現在年代測定を実施している。

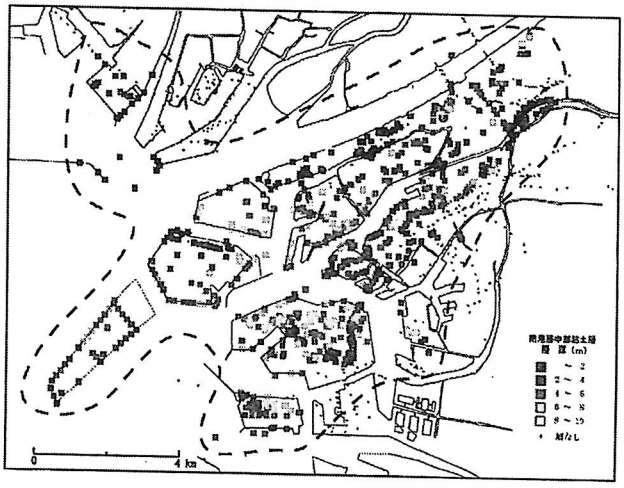


図１　Ma13，12 層間にみられる粘土層の分布範囲（点線で囲んだ部分に分布する）

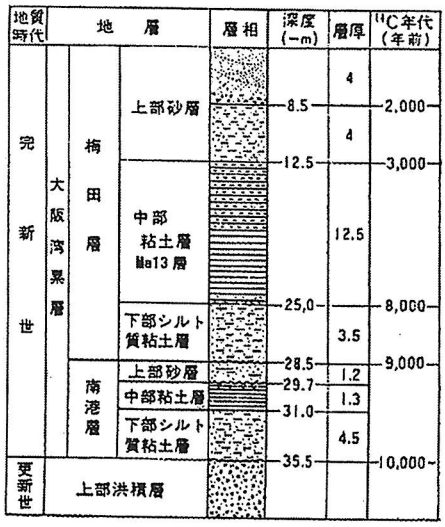


図３　沖積区分
（藤田・前田，1985 に一部追記）

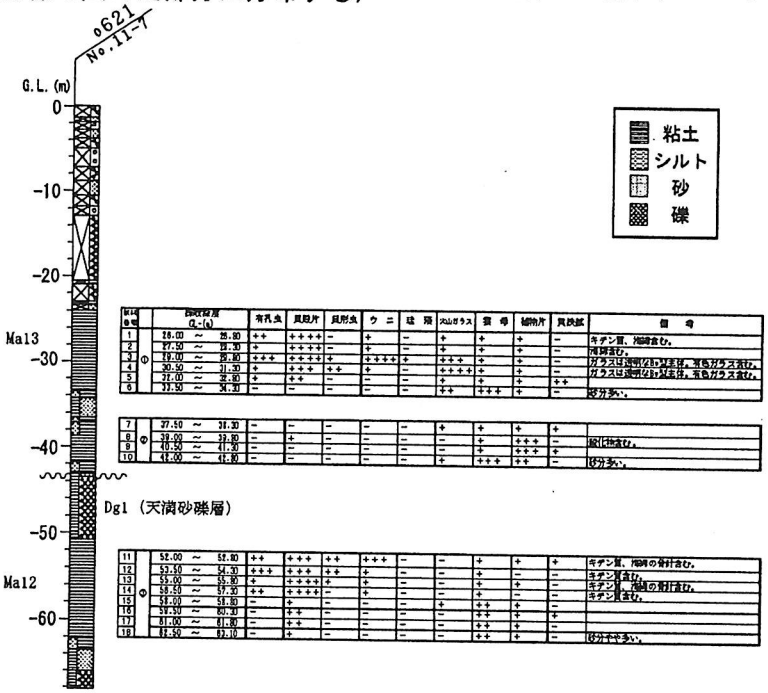


図２　咲洲ボーリング試料の微化石総合分析の結果

P-32

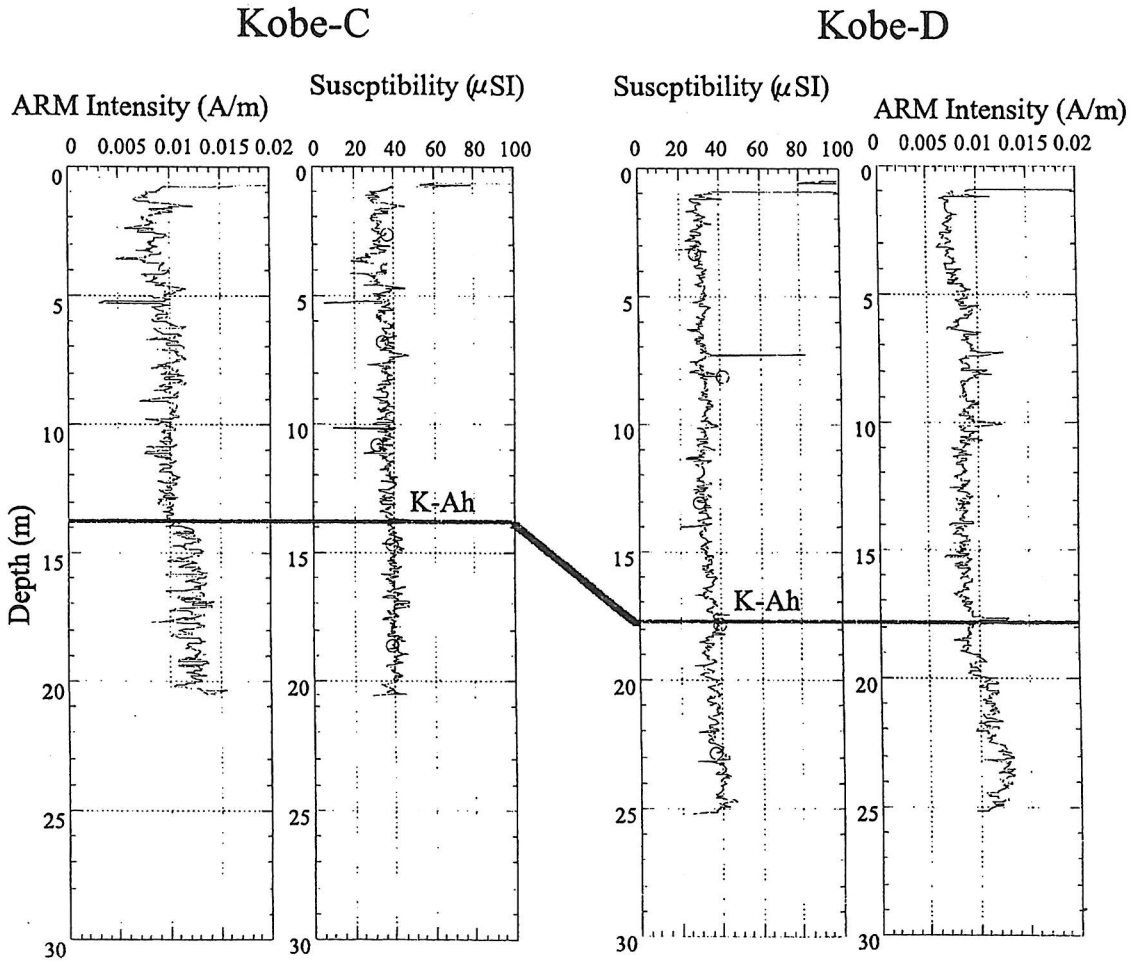
磁気的手法を用いた神戸港沖コア試料の対比

岩城啓美[*1]・伊藤浩子[*1]・北田奈緒子[*1]・諏訪靖二[*1]・
林田 明[*2]・竹村恵二[*3]
([*1]財) 地域 地盤 環境 研究所, [*2]同志社大学, [*3]京都大学)
Hiromi IWAKI, Hiroko ITO, Naoko KITADA, Seiji SUWA, Akira HAYASHIDA and Keiji TAKEMURA; Stratigraphic correlation of core samples from the Osaka Bay sediments off Kobe Port based on the magnetic property variation

断層運動により生じた地層および地形面の上下変位量を見積もるためには，変位基準となる層準を高精度に認定することが重要である．特に完新世における活断層の活動時期や活動間隔を推定する方法として，ボーリングコアの高精度分析が注目されている．たとえば北田ほか（2001）は，大阪湾断層の両側のコア試料について岩相観察・火山灰分析・花粉分析・初期磁化率測定などに基づく詳細な対比をおこない，大阪湾断層の活動性を評価した．また，中西ほか（2002）は初期磁化率の連続測定などに基づいて中央構造線断層系の鳴門南断層周辺のコア試料の対比をおこなった．特に，磁気的な手法では，肉眼観察で層相変化の認められない一連の堆積層からも磁性鉱物の種類や含有量，粒子サイズの変動を見いだすことができる可能性があり，炭素年代測定や火山灰分析の結果とあわせて考察することで，より細かい対比が可能になると考えられる．

本研究では，神戸港沖の大阪湾断層の両側で掘削されたオールコアボーリング試料（Kobe-C および Kobe-D）の各セクションからU-チャネル試料（断面 2cm×2cm，最大長 90cm）を採取し，パススルー測定の手法を用いて初期磁化率，自然残留磁化（NRM）および非履歴性残留磁化（ARM）の測定をおこなった．これまでのコア対比作業でよく使用されてきた初期磁化率は，地球磁場程度の弱い磁場によって試料に誘導される磁化の比率で，一般に磁性鉱物の含有量を表すものとみなされる．堆積物の自然残留磁化は，堆積物に含まれる磁性鉱物が堆積当時（あるいは直後）の地球磁場方向に配列することによって獲得されると考えられている．また ARM は，一定の弱い直流磁場のもとで交流磁場を減衰させることによって人工的に付加させた残留磁化である．これまでのコア対比作業では，比較的短い時間で測定することができる初期磁化率がよく使用されてきたが，それに加えて NRM や ARM の測定を行なうことにより，古地磁気方位や強度，磁性鉱物の組成や含有量，粒径などの情報をコアの対比に利用することが可能となる。

Kobe-C および Kobe-D を構成する堆積物は，大阪湾表層部に分布する沖積粘土層である Ma13 層である．Ma13 層は均質な粘土層であるため，Ma13 層内で肉眼観察から対比をおこなうのは困難であったが，コア試料の磁気的性質に注目することでより詳細な対比が可能となった．Kobe-C の深度 13.68～13.80m，および Kobe-D の 17.60～17.75m で白色ガラス質火山灰が確認され，詳細分析の結果，これらは K-Ah 火山灰であると判断された．この層準では，初期磁化率の値が 60μSI 程度のピークとして現れたほか，20mT で交流消磁をおこなった後の残留磁化強度や ARM 強度も，付近の層準よりやや高い値を示した．また，20mT で消磁後の残留磁化強度は，K-Ah 降灰層準以深で次第に増加する傾向が認められた．この傾向は ARM 強度の変化からも読み取られた．



Kobe-C，Kobe-D コア試料の初期磁化率および ARM 強度測定結果

P-33

中国のレス・湖沼堆積物に記録されるMIS3期の夏季モンスーン強化

山田和芳(東京都立大学)

Kazuyoshi YAMADA : Enhanced paleo Asian summer monsoon activities during MIS3 based on sedimentological records of loess and lacustrine deposits in China

23-58ka は，MIS3に相当する時期である．SPECMAP やグリーンランド氷床コア研究では，最終氷期中の一時的なあまり強化していない温暖期(interstadial)として位置づけられる．しかしながら，最近の研究によって，アジアモンスーンの影響を受けているチベット高原(Shi et al., 2001)，黄土高原南部(Liu and Ding, 1999)および夏季モンスーンの発現域であるスールー海(Linsley, 1996)の各データに基づくと，東アジアにおけるMIS3期の気候温暖・湿潤化は，完新世や最終間氷期のそれと匹敵していることが明らかにされつつある．そこで，本研究では，環境の変化に敏感であるモンスーン北限付近で採取した 3 箇所のレス古土壌および湖沼堆積物を用いて，MIS3期の古気候変動の強度を空間的に明らかにすることを目的とした．

①Tienshan レスセクション(内モンゴル自治区南東部)

小崖より採取したレス古土壌堆積物から，夏季モンスーン強度を示す化学的風化インデックス(Harnois, 1988)変動を明らかにした結果，過去約 6 万年間において60-50, 40-30, 10ka 以降に夏季モンスーンが強化したことが明らかになった．

②Dajatai レスセクション(甘粛省西部)

黄河第 3 段丘崖より採取したレス古土壌堆積物から，夏季モンスーン強度を示す明度(L*;大井ほか, 1997)変動を明らかにした結果，過去 6.5万年間において 58ka に突然湿潤化する傾向を読み取ることができた．

③エルハイ湖(雲南省中部)

湖深部より採取した全長 42m の湖沼堆積物コアから，夏季モンスーンの影響を直接受ける湖水位変動を，全有機炭素(TOC)含有率および藍鉄鉱産出頻度を用いて明らかにした結果，過去約 10 万年間において，4 回の湖水位上昇期が認められ，それぞれ 100-95(MIS5c)、85-73(MIS5a)、58-40(MIS3 前期および 15ka(MIS1)以降に相当していた．

これらの結果に基づくと，MIS3期に移行する時期(60-55ka)の突然かつ急激な気候湿潤化傾向は，すべてのセクションに認められる．また，その変動規模は，完新世の湿潤化と比較すると，やや劣るものの顕著な気候湿潤化イベントとして捉える事ができる．その原因については，地球軌道要素変化による日射量増大が，アジア夏季モンスーン変動を強化した事が考えられる．

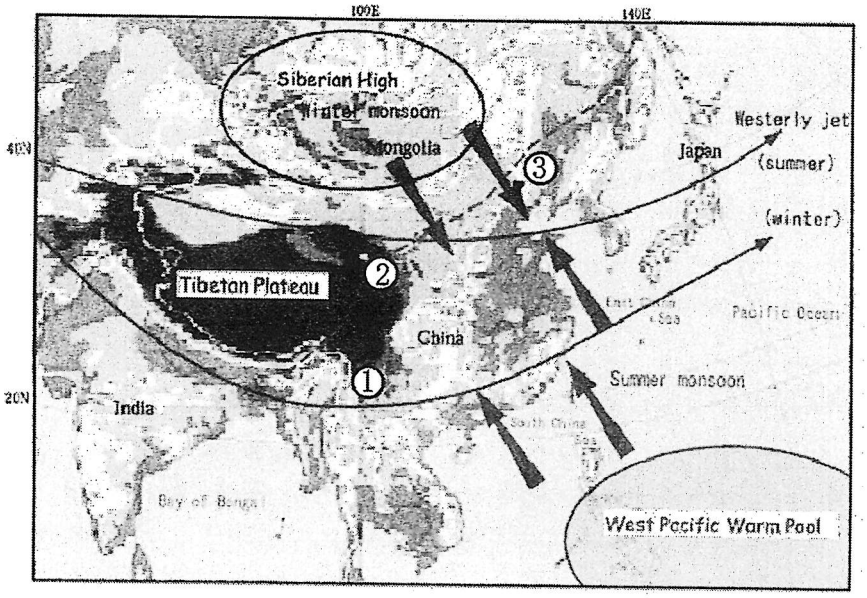


Fig. 1 試料採取地点

① Tienshan loess section(N43 53, E120)
② Dajatai loess section (N36 10, E103 23)
③ Lake Erhai (N25, E102)

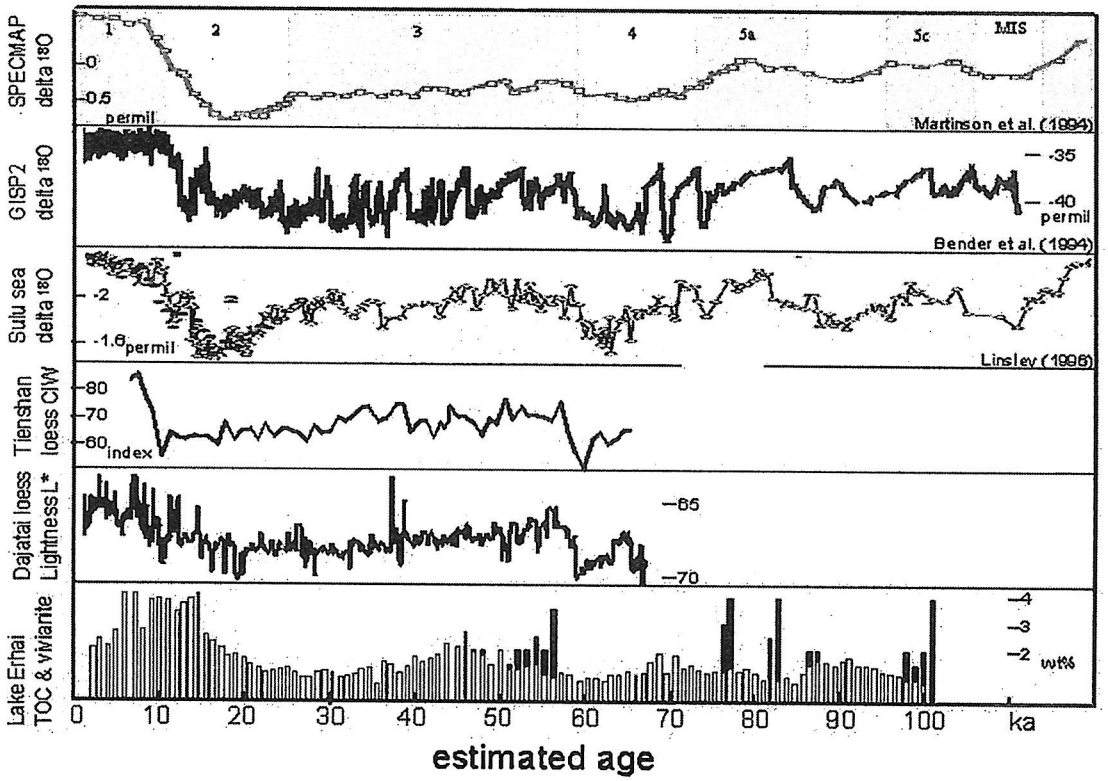


Fig. 2 過去100kaにおける古気候記録の対比

(上から) SPECMAP酸素同位体比変動曲線 (Martinson et al., 1994)
GISP2 ice core 酸素同位体比変動曲線 (Bender et al., 1994)
スールー海海洋コア酸素同位体比変動曲線(Linsley, 1996)
TienshanレスCIWインデックス
Dajataiレス明度
Lake Erhai湖沼コアTOC & vivianite産出頻度

P-34

中国浙江省，姚江平原における完新世の堆積環境の変遷

福岡正春・北川浩之（名古屋大学）・林田　明（同志社大学）・金　忠南（寧波大学）
邵　堯明・邵　九華（余姚市）・湯　陵華（江蘇省農業科学院）
Masaharu FUKUOKA, Hiroyuki KITAGAWA, Akira HAYASHIDA, JIN Zhongnan, SHAO Yaoming, SHAO Jiuhua, TANG Linghua; Sedimentary facies and depositional environment of the sediment in the Yaojiang Plain during the Holocene.

【はじめに】姚江平原における完新世の環境変動を検討するため，中国浙江省の姚江平原で採取した堆積物試料の記載および含水比と乾燥密度の測定，磁気測定を行った．姚江平原は杭州湾の南に広がる沖積地であり，寧波市や余姚市などの行政区がある．また，現在までに知られている最古の稲化石が出土した河姆渡遺跡を始め，多くの遺跡が所在する．杭州湾はラッパ形をいた内湾で，水深が浅く潮位差が大きいことが知られる．杭州湾に面する地理的環境から，この地域が完新世の海水準の上昇によって内湾となり沿岸性堆積物の堆積が始まったと考えられる．ボーリングコアは，2002 年に余姚市低塘鎮の北緯 30° 9' 41"，東経 121° 7' 21"，標高 4.8 m の地点で地表から約 36 m（コア IA），約 10 m の 2 本（コア IB，IC）を採取した（図 1）．本研究では，3 本のコアのうち最も長いコア IA を分析した．

【岩相】岩相は，層相の変化から以下の六つに大分した（図 2，3）．

(a) 地表から深度約 2.4 m：泥炭質粘土層を含む有機質に富む粘土．植物痕が多数認められる．

(b) 深度 2.4 m～11.5 m：上位から下位にかけてシルト質粘土から均質なシルトへと変化する．上位ではシルト質粘土に斜行したシルトが挟在する．

(c) 深度 11.5 m～22.5 m：泥と砂の互層．砂層は 1～5 mm の幅で変化する．中位から上位にかけて互層が不明瞭になり，粗粒化を示す．

(d) 深度 22.5 m～32.5 m：主にシルト質粘土が堆積しているが，砂が不規則に挟在する．中位から上位にかけて砂の堆積が減少する．上位に直径 1 cm 以下の二枚貝と巻き貝，下位にカキと思われる貝化石が含まれる．

(e) 深度 32.5 m～35 m：シルト質砂に斜行したシルト質粘土が挟在する．中位から上位にかけて細粒化を示す．

(f) 深度 35 m～36.5 m：褐色を呈すほぼ均質な中～細砂．

【年代と堆積環境】Hori et al, (2001)は長江デルタ堆積物の層相と放射性炭素年代を報告しており，約 8000 yr BP に海水準の上昇によって岩相がエスチュアリー相からデルタ相への変化していることを指摘している．コア IA では，深度 35 m で色調が褐色から暗緑色へと変化し粘土の堆積が始まることから，この層準から上

位は海成層と考えられる．コア IA の岩相は，地表から最下位にかけて粘土－シルト－泥・粘土－シルト質砂－砂と変化している．これらの一連の層相の変化は，海水準変動や堆積場の変化に伴う堆積システムの変遷を示すものと考えられる．深度 11.5 m～22.5 m の泥と砂の互層は潮汐作用によって形成されたことを示唆する．また，砂層の厚さが一定の間隔で変化しており，大潮－小潮周期をあらわしている可能性がある．

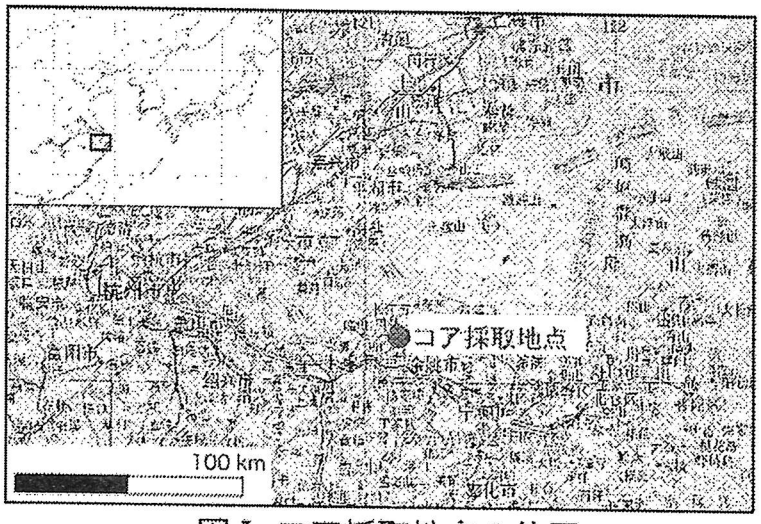


図１ コア採取地点の位置

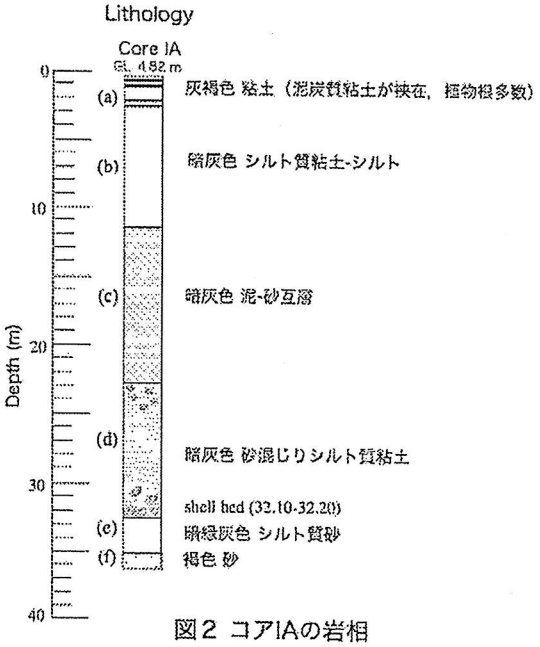


図２ コアIAの岩相

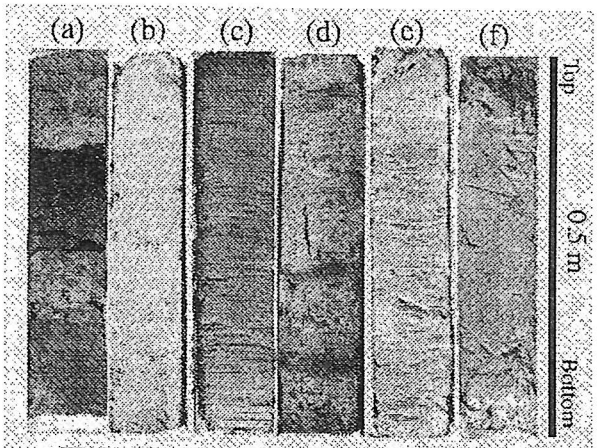


図３ 特徴的な堆積構造とその変化

P-35

海洋地球観測船「みらい」のミッションと観測機器そしてBEAGLE 2003

藤岡換太郎・奥村智・末吉惣一郎・徳長航・長浜則夫・今井康貴・奥村慎也・前野克尚・木村亮（GODI）・高尾宏一とMWJおよび滝沢隆俊とJAMSTEC

Kantaro FUJIOKA, Satoshi OKUMURA. Souichiro SUEYOSHI, Wataru TOKUNAGA, Norio NAGAHAMA, Yasutaka IMAI, Shinya OKUMURA, Katsuhisa MAENO, Ryo KIMURA (GODI), Koichi TAKAO & Marine Works Japan and Takatoshi TAKIZAWA and Japan Marine Science & Technology Center: Research Vessel "Mirai" -its Mission, instrumentation and BEAGLE 2003 -

原子力船「むつ」を新たにした大型海洋観測船「みらい」は 1997 年より地球温暖化の解明に向けて航海を始めた。「みらい」は耐氷性に優れ、荒天域でも観測が可能で、長期間の観測ができる洋上の気象台であり、海洋物理・化学の研究船として活躍している。

「みらい」の主なミッションは、１）高緯度・北極域の調査（大気・海洋・海氷の相互作用）、２）海洋の物質循環の解明、３）海洋底ダイナミクスの解明、４）熱帯・亜熱帯地域の基礎生産力の調査、５）エル・ニーニョ現象の解明（海洋観測ブイの展開）、６）過去の地球環境（古海洋）の解明などである。

「みらい」に搭載されている主な観測機器はその分野によって分かれる。海上気象関係の機器としてはドップラーレーダー（レドーム）、」シーロメター、SOAR、高層気象観測装置（放球コンテナ）、総合海上気象観測装置、衛星データ受信装置などが備わっている。海流や海水の化学を観測する装置としてはADCP(音響式流向・流速計)、XBT, XCTD, XCPがあり、大型・小型ロゼット採水器、クリーン採水器、大型ブイ（トライトンブイ）、表層海水分析装置、海底堆積物に関してはサブボトムプロファイラー、ピストンコアラー、グラビティコアラー、マルチプルコアラーなどを備えている。また地形や海底下の構造および地球物理計測としてシービーム、重力計、プロトン磁力計や三成分磁力計を備えている。

極域では氷の試料を採集し切断する装置も備える。海水や大気の化学組成を測る機器としては栄養塩、アルカリ度、基礎生産（クロロフィル）、全炭酸などをルーチーンとして測定できる装置が積まれている。海底の堆積物に関してはX線分析（回折、蛍光、ソフト）や非破壊で堆積物の物性や色などが測定可能である。船上で得られた膨大なデータを処理する計算機や船内LANシステムも整っている。

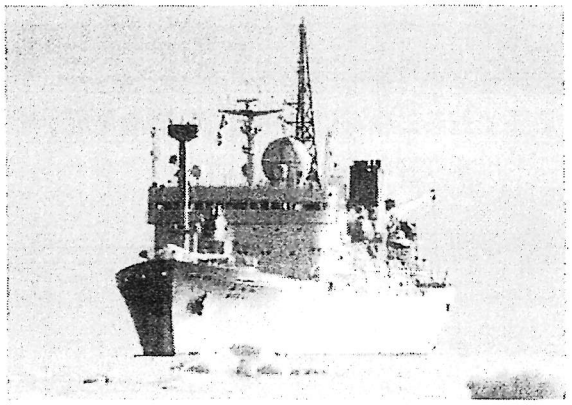
研究者や観測技術員に関しては居室、大・小会議室、食堂、娯楽室、スポーツジム・サウナなどを備えた洋上の研究所としての役割を果たしている。

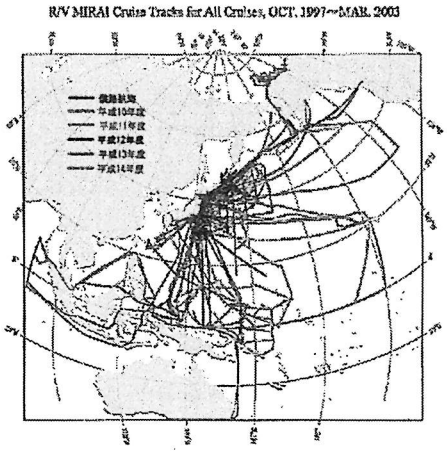
「みらい」の特徴は研究者以外に観測技術員としてマリンワーク ジャパンと GODI（グローバル オーシャン ディベロップメント）から毎航海３０名にのぼる若手の支援員が乗船し船の観測機器のメンテやデータの取得、データの品質管理に当たっている。この

ような組織は世界に例を見ない。また研究機関としては国内の大学、研究所以外にも外国の研究者などが共同利用として乗船している。

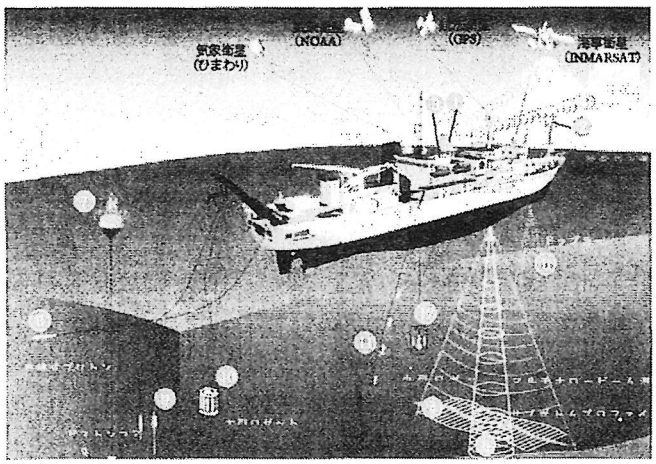
「みらい」は 1997 年の就航以来北極や赤道地域の調査を繰り返してきたが 2003 年には南半球世界周航航海を持つ。名づけて BEAGLE 2003。この航海では南半球 30°の測線に沿って WOCE（世界海洋循環実験計画）で観測された航路をもう一度たどり 10 年前から気候や海洋がどのように変化したかを高精度のデータの取得により知ることと CO_2 や放射性元素をトレーサーにして南半球における海洋大循環、特に南極環流の Overturn を解明する。

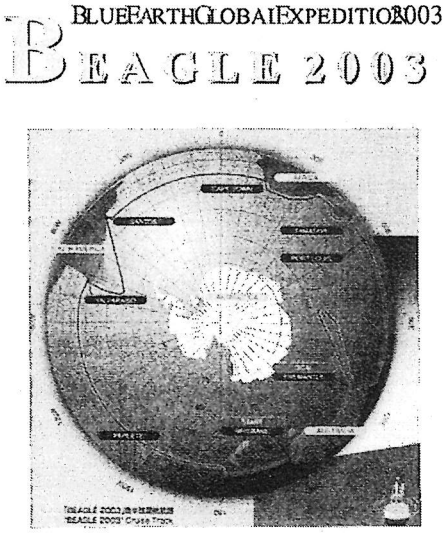
図１．「みらい」の全景と航跡





2　「みらい」の船上観測機器と図３．BEAGLE 2003 の航跡





P-36

過去の水田堆積物から産した植物珪酸体化石群

江口誠一（千葉県立中央博物館）

EGUCHI, Sei-ichi: Late Holocene fossil opal phytolith assemblages obtained from the paddy sediments in Kanto Plain, Japan

これまで様々な化石群によって水田域の古環境が復原されてきた．中でも植物珪酸体化石は，イネに特有の形態が認められ，かつ保存性に優れていることなどから，おもに遺跡発掘調査において研究事例を増やしてきた．しかし，それらの多くは水田址の検出や確認が主な目的で，イネ機動細胞珪酸体の形状計測で亜種判別を試みるなどの一部の研究を除いては，分析法としての新たな展開が乏しかったといえる．植物珪酸体においては，イネ科内で詳細な分類ができ，母植物からの移動距離が小さく，保存性が優れているという特長を生かした研究法の開拓が望まれる．

現在の水田域において共通して生育するのは，イネと水田雑草と呼ばれる植物群である．従来の植物珪酸体分析では，イネの存在が大きく取り上げられてきたが，水田雑草はほとんど考察されてこなかった．人間活動と密接に関わってきた水田雑草の生活史や進化の過程を明らかにする上でも，その植物珪酸体化石群を記載することは重要である．今回は，特徴的な形態を呈するヒエ属・コブナグサ・スゲ属とイネについて，過去の水田堆積物からの産状を比較し考察する．

【 弥生時代の遺跡 】

神奈川県逗子市池子遺跡は，三浦半島北部の丘陵地を開析して形成された，池子川沿いの小規模な谷全域にひろがる．谷底から弥生時代中期の遺構や遺物が出土し，それと同時期の堆積物を谷域で分散した各地点で採取・分析した．

遺跡内におけるイネ植物珪酸体化石の生産場所である，水田状遺構の区域，および水田址の可能性区域からは，何れもイネ（機動細胞）が，また一部でイネ（短細胞）・ヒエ属・コブナグサ・スゲ属が産出した．中でも，地形的な障害物が少ない下流側の平坦地からは多産した．これは水田の周囲に，湿生植物が生育する区域が広がっていたことで，雑草起源の珪酸体も多く生産され埋積したものと考えられる．

【 表層部 】

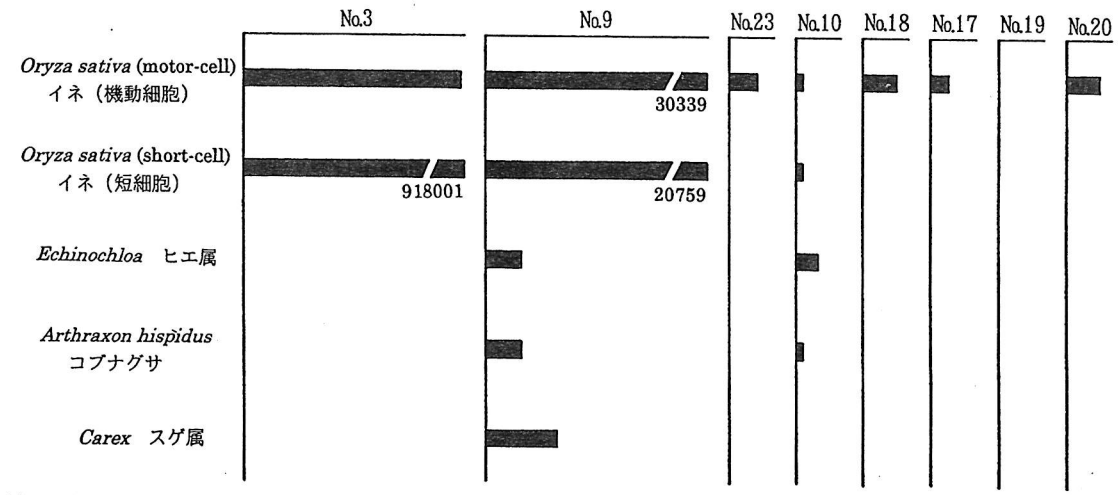
埼玉県三郷市北東部の氾濫原の２地点でボーリングを行ない，深度数 10cm ごとに試料採取および分析した．そのうち１地点においては表層堆積物も採取・分析した．

何れの地点も表層から数 10cm 下位まで，イネ（機動細胞）・イネ（短細胞）・コブナグサ・ヒエ属が産出した．現在は，見渡す限り水田が広がっており，表層中の植物珪酸体も植生を反映した組成であった．

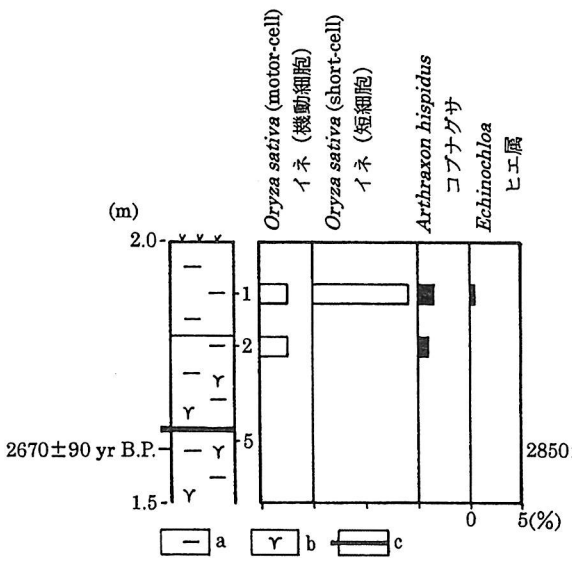
【 横穴墓 】

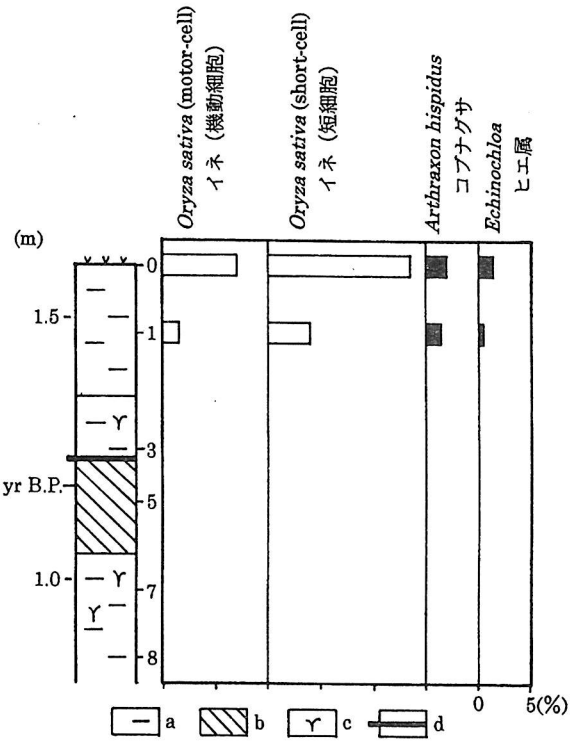
千葉県多古町染井横穴墓は，下総台地北東部を開析して形成された，栗山川支流の多古橋川沿いの谷壁斜面に位置する．横穴墓堆積物は，下総層群多古層の貝化石密集部を基盤として掘り込んだ間に埋積しており，人骨が多産する地層について分析した．

堆積物からは，イネと水田雑草の植物珪酸体化石が産出し，特にイネとスゲ属は組織状のものが検出された．またタケ・ササ類が多数見られたりと，その他の分類群についてある程度の多様性が認められた．これらのことは堆積物が水田起源であることを示唆している．さらに，多古層のような海成層を基盤とする横穴墓内へ，稲藁のような植物組織が直接に搬入された可能性を低くしている．



池子遺跡の植物珪酸体化石群 0 5000 (個／g)





三郷市表層部の植物珪酸体化石群
（上）a:シルト，b:有機物，c:テフラ
（右）a:シルト，b:泥炭，c:有機物，d:テフラ

染井横穴墓の植物珪酸体化石群の堆積物1g中含有数（個／g）.

試料番号	F5-1	F5-2	F5-3	G5-1	G5-2	G5-3
イネ(機動細胞)	3,428.4	1,658.8	1,961.4	419.8	529.0	-
イネ(短細胞)	5,142.6	829.4	653.8	-	1,587.0	-
ヒエ属	2,285.6	-	-	419.8	529.0	-
コブナグサ	-	-	653.8	-	-	-
スゲ属	2,857.0	414.7	653.8	-	-	2,880.0
ヨシ属(機動細胞)	-	-	3,269.0	-	1,058.0	2,160.0
ヨシ属(短細胞)	-	1,244.1	2,615.2	-	1,058.0	-
ネザサ節(機動細胞)	8,571.0	10,782.2	28,113.4	10,075.2	19,044.0	19,440.0
タケ亜科(短細胞)	20,570.4	8,294.0	15,691.2	10,495.0	16,928.0	18,000.0

P-37

新潟県佐渡島，乙和池堆積物の年代と花粉分析

叶内敦子・神谷千穂・杉原重夫（明治大学文学部）

Atsuko KANAUCHI,Chiho KAMIYA, Shigeo SUGIHARA: ^{14}C age and pollen analysis of the deposits obtained from Otowa-ike, Sado island, Niigata Prefecture.

1．調査地（図1）

佐渡島は中央部の国中平野を挟み，北部に大佐渡，南部に小佐渡の両山地が並行する．大佐渡山地は金北山（標高1172m）を最高地点として，北東一南西方向に1000m前後の稜線が連なる．乙和池は大佐渡山地南部，佐渡郡沢田町を通る大佐渡スカイラインの標高560m付近に位置する．池の大きさは80m×29m，中央に面積約400m²の浮き島があり，浮き島には「御井戸」と呼ばれる孔が2つある．乙和池の周辺はミズナラが優占する落葉広葉樹林に，ブナ，シウリザクラ，ハウチワカエデなどが混生する．調査は1994年9月に，シンウォール型サンプラーを使用して浮き島の上から堆積物を採取した．

2．堆積物の層序と年代（図2）

乙和池の堆積物（OT-1，OT-2 ）は，上部約60cmは未分解植物遺体の混じる泥炭，深度270cm（OT-1），380cm（OT-2）より下部は分解の良い褐色の泥炭である．深度60～270cm（OT-1）と60～380cm（OT-2）は水分が多く，堆積物はほとんど採取できなかった．乙和池は現在は浮き島を持つ池であるが，約2000年前の形成初期には泥炭が堆積する湿地的な状態であったと考えられる．

3．花粉分析

乙和池堆積物の2本のボーリング試料について，10cmごとに花粉分析を行なった．分析試料は泥炭1グラム程度を使用し，KHO法-塩化亜鉛比重分離法-アセトリシス法を行った．計数は樹木花粉400個以上を同定して基数とした．OT-2下部の泥炭について分析結果の概要を図2に示した．分析の結果，下部泥炭層は*Lepidobalanus*が優占し，その他ほとんどが落葉広葉樹類の花粉であった．*Fagus* は漸増する傾向がみられる．針葉樹類は*Cryptomeria* が出現する．大佐渡山地は標高700m以上にスギ（天然分布），標高400m以上にミズナラ，ブナ，1000m以上にミヤマナラが分布するとされ，本州に比較すると森林の垂直分布帯が押し込められた状態である．佐渡島の現植生は人為的な改変を強く受けているが，乙和池堆積物の花粉分析結果から，大佐渡南部の約2000年前頃の植生復元が行なえるものと考えられる．

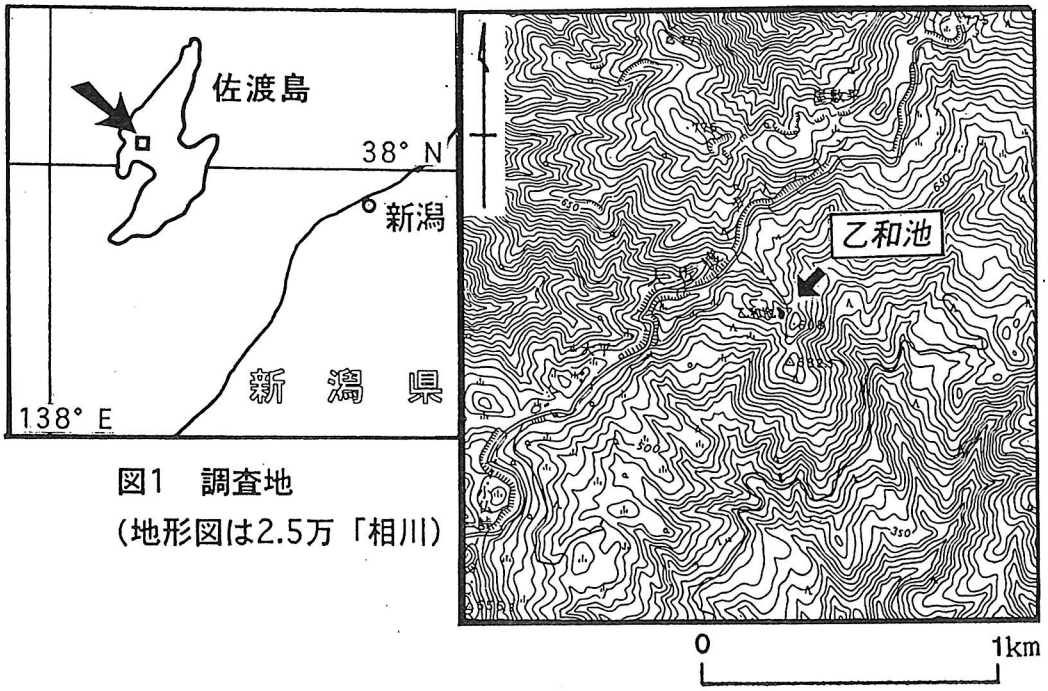


図1　調査地
（地形図は2.5万「相川）

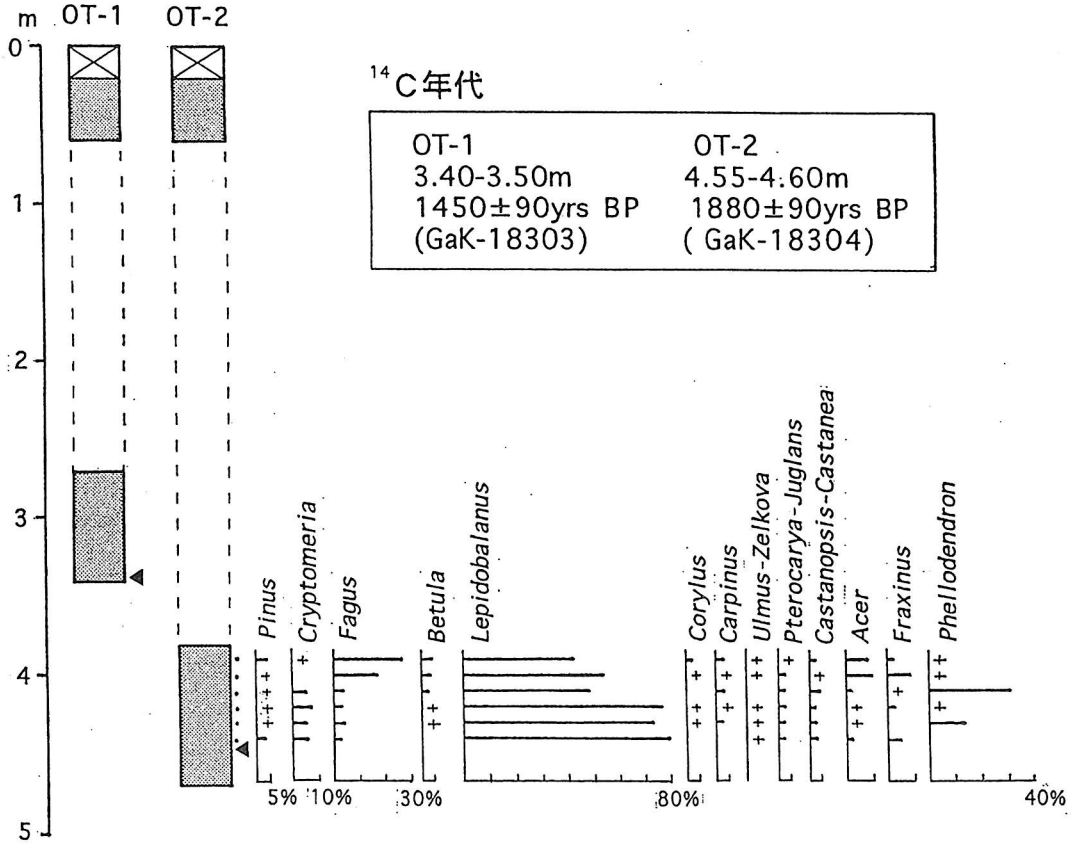


図2　乙和池堆積物の柱状図と花粉ダイアグラム
（◀ は^{14}C年代測定深度）

P-38

長野県野尻湖周辺の上部更新統における草本植物花粉出現率急変層準

星野安治（京都大学・院）・野尻湖花粉グループ

Yasuharu HOSHINO and Palynological Research Group for Nojiri-ko Excavation; Horizons on drastic change of spectra of herbaceous pollen among the Upper Pleistocene Nojiri-ko Formation in and around Lake Nojiri, Central Japan

野尻湖花粉グループは，長野県の野尻湖とその周辺地域に分布する上部更新統および完新統の花粉分析を行い，花粉化石群集の変遷とそれにもとづく花粉生層序と古環境変遷のほぼ全容を明らかにしてきた（野尻湖花粉グループ，1993；Nasu *et al.*, 1997）．花粉生層序は基本的に立が鼻旧石器遺跡の発掘調査の折に採取した試料と野尻湖底でのボーリング試料を用いて作成している．これ以外にも野尻湖周辺地域での花粉分析データも多数蓄積しており，これらを総括的に比較検討することが可能となった．このことは最終氷期を生きた人類の生活の背景となる古生態地理を復元するという意味で大変重要である．

本報告では花粉生層序のうち，上部更新統において草本植物花粉化石の出現率が急変する層準について考察を行う．

野尻湖とその周辺地域において得られた草本植物の花粉産出頻度が急変する層準の特徴は次のように分類することができる(①～⑦は図２中に示した層準)．

1．堆積物との関係

1）同層準において砂層では草本植物花粉の出現率が急変するが，シルト層，泥炭層ではほぼ一定な場合（③，④，⑦）

2）火山砕屑物からなる堆積物またはその直上の堆積物において

a）草本植物花粉の出現率が一時的に増加する場合（①）

b）草本植物花粉の出現率が一時的に減少する場合（②，⑤，⑥）

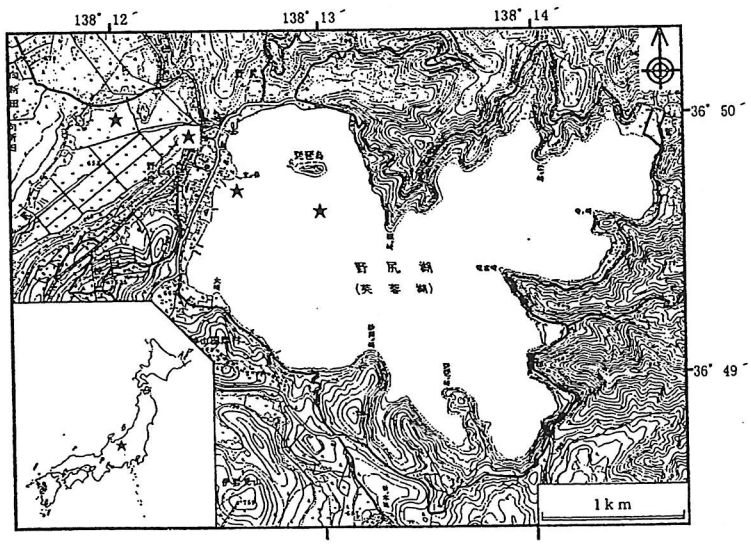


図１　試料採取地

地形図は国土地理院発行２万５千分の１図「赤倉」,「信濃柏原」を使用

2．草本植物花粉ともに急変する木本植物花粉

1）マツ属およびトウヒ属，カバノキ属，ハンノキ属が増加し，ツガ属およびブナ属，コナラ亜属が減少する場合（③）

2）カバノキ属およびハシバミ属，ヤチヤナギが急増する場合（⑥）

3）マツ属およびトウヒ属，ツガ属が減少する場合（④）

4）特定の分類群が急変しない場合（①，②，⑤，⑦）

3．急変する草本植物花粉

1）カヤツリグサ科またはイネ科，ヨモギ属が急増する場合（①，③）

2）ワスレグサ属が急増し，直後にカヤツリグサ科またはイネ科，ヨモギ属が急増する場合（④）

3）カヤツリグサ科またはイネ科，ヨモギ属が急減する場合（②，⑤，⑥）

4）ミズバショウ属が急増し，直後にカラマツソウ属が急増する場合（⑦）

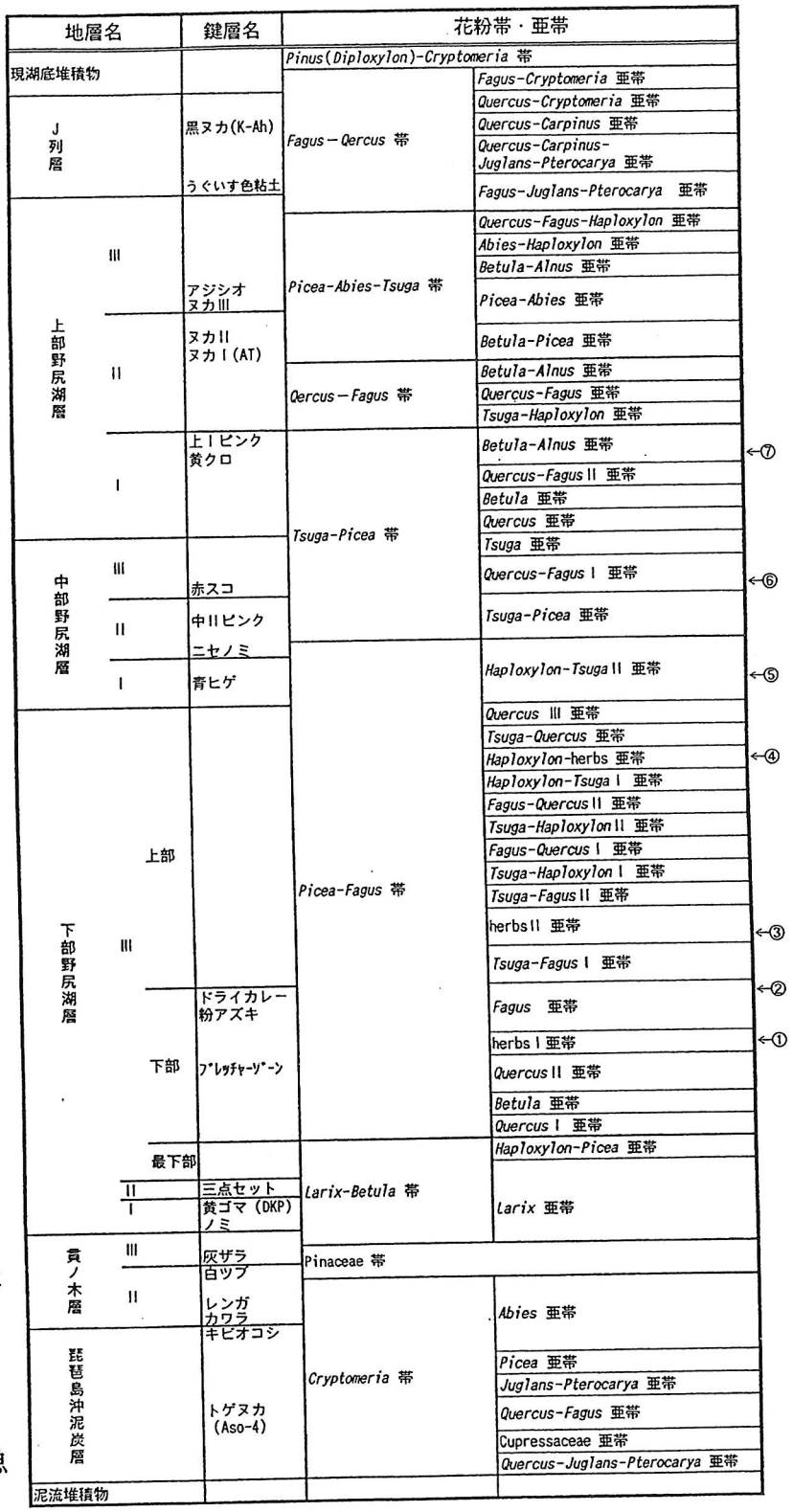


図2 野尻湖周辺の花粉生層序と本報告での検討層準

（Nasu *et al.*, 1997 を一部改変　地層名は野尻湖地質グループ，2003 による）

P-39

長野県仲町遺跡の上部更新統野尻湖層における ヤベオオツノジカ消滅層準の花粉分析

上中央子（京都造形芸大・院）・渡辺哲也（信濃町教育委員会）・那須孝悌（大阪市立自然史博）・松江実千代（高槻市立第六中学校）・本郷美佐緒（大阪市立大・院）・水谷陸彦（総合科学㈱）・坂本清子（大阪産業大）・星野安治（京都大・院）・渡辺正巳（文化財調査コンサルタント㈱）

Hisako UENAKA, Tetsuya WATANABE, Takayoshi NASU, Michiyo MATSUE, Misao HONGO, Atsuhiko MIZUTANI, Kiyoko SAKAMOTO, Yasuharu HOSHINO and Masami WATANABE ; A pollenanalitical study on the horizon of disappearance of *Sinomegaceros yabei* in the Upper Pleistocene Nojiri-ko Formation at the Nakamachi Site in Nagano Prefecture, Central Japan

長野県上水内郡信濃町，野尻湖西側の丘陵上に位置する仲町遺跡（図１）では，平成13年４月より国道18号野尻バイパス建設工事に伴う埋蔵文化財発掘調査が行われた。野尻湖における発掘調査では，従来，ナウマンゾウやヤベオオツノジカの消滅期について上部野尻湖層Ｉの層準（3.3 万年前）が上限であるとされてきた（野尻湖哺乳類グループ，1996)。しかし，今回の発掘調査によって上部野尻湖層Ⅱ下部（約 3 万年前）からヤベオオツノジカの臼歯化石とナイフ形石器が一緒に発見され，また，それと同層準の泥炭層からヤベオオツノジカの足跡も検出された。これらのことから，野尻湖周辺におけるヤベオオツノジカ消滅期に関して修正を加える必要が生じた。

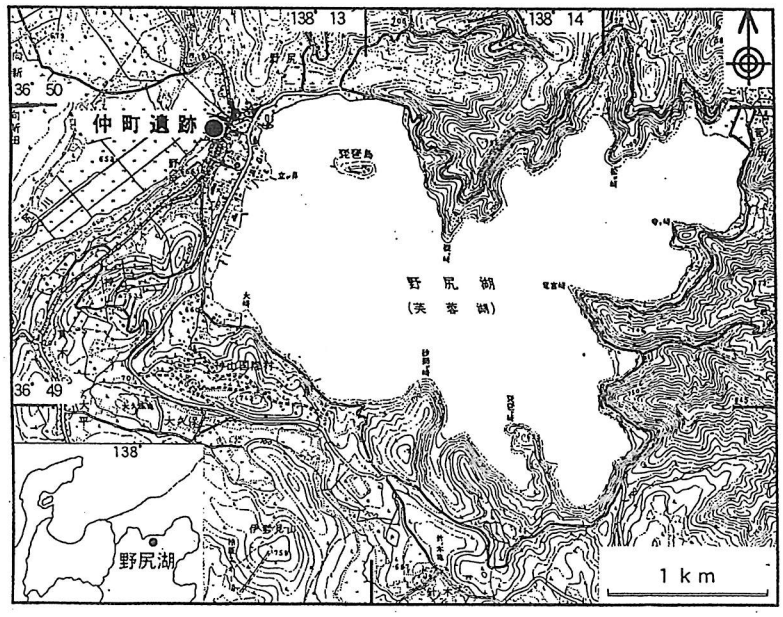


図１　仲町遺跡位置図
（国土地理院２万５千分の１地形図「赤倉」,「信濃柏原」を使用）

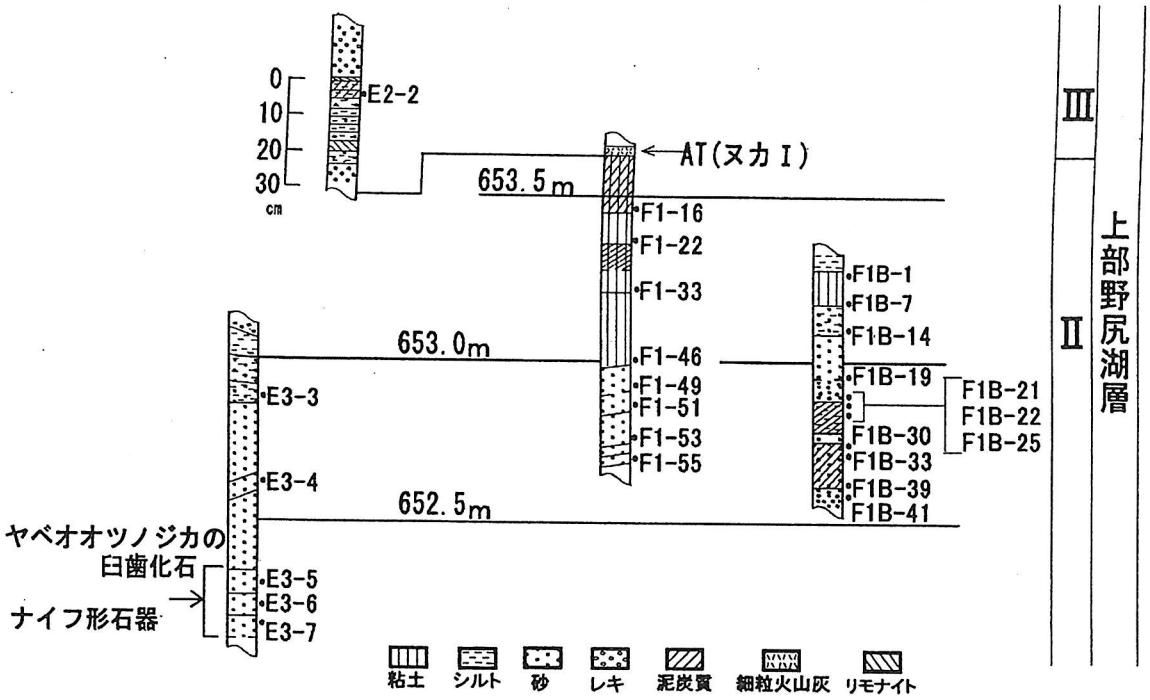


図２　サンプリング地点の柱状図

発表者らは，仲町遺跡においてヤベオオツノジカの臼歯化石およびナイフ形石器の産出する層準の古環境を明らかにするために，上部野尻湖層Ⅱ（図２）から試料を採取し，花粉分析を行った。さらに，野尻湖花粉グループの研究によって発表されてきた野尻湖底およびその周辺地域における上部更新統の花粉生層序と古環境変遷史との比較検討を行った。

その結果，広域テフラ AT 火山灰層（ヌカⅠ）より下位の花粉化石群集の特徴として，*Pinus*（マツ属），*Picea*（トウヒ属），*Tsuga*（ツガ属），*Abies*（モミ属）などの針葉樹の花粉化石が多いが，*Fagus*（ブナ属）や *Quercus*（コナラ亜属）などの落葉広葉樹の花粉化石も伴われるということが明らかとなった。

これに対し，AT 火山灰層より上位の上部野尻湖層Ⅱ最上部から上部野尻湖層Ⅲ中部までの層準は *Picea, Abies, Tsuga* など亜寒帯針葉樹林要素が優占する一方で，*Fagus* や *Quercus* などの冷温帯要素がほとんど伴われないことから *Picea - Abies - Tsuga* 帯として分帯され，最終氷期における最寒冷期の古環境が推定されている（那須・野尻湖花粉グループ，1991）。

すなわち，本研究で分析した試料は，最終氷期極相期の稠密な亜寒帯針葉樹林が形成される直前の植生を示すものであると考えられる。ヤベオオツノジカの臼歯化石とナイフ形石器が発見された層準の花粉化石群集は，最終氷期極相期の層準より下位にあたり，上部野尻湖層Ⅱの *Quercus - Fagus* 帯の花粉化石群集とほぼ一致する。

P-40

京都盆地の表層地質
－ボーリングデータベースと地質分析からの検討－

伊藤浩子[*1]・北田奈緒子[*1]・岩城啓美[*1]・諏訪靖二[*1]・竹村恵二[*2]・三田村宗樹[*3]
([*1]財) 地域 地盤 環境 研究所, [*2]京都大学, [*3]大阪市立大学)
Hiroko ITO, Naoko KITADA, Hiromi IWAKI, Seiji SUWA , Muneki MITAMURA and Keiji TAKEMURA ; Subsurface geology of Kyoto Basin －Using the boring database system and geological analysis－

1. はじめに

京都盆地は，北・東・西の三方を山地に囲まれた形状をしており，盆地の縁辺部には断層が数多く分布する．南北約 30km，東西約 10km という狭い範囲内で地形条件や地下の地質構造が大きく変化し，また，間氷期の細粒堆積物に乏しい傾向があることから，地質学的な層序区分や側方対比が難しいという現状がある．

我々は，このような問題をふまえ，関西地盤活用協議会が保有する既存の約 8000 本のボーリングデータを利用して，京都盆地全体の地質構造を詳細に検討した．今回その検討結果を報告する．また阪神淡路大震災後に京都市によって実施された「京都盆地の地下構造に関する調査」では，京都盆地の基盤までの深部地質に関する多くの情報が提供されている（京都市，2000；京都市，2001）．我々は特に基盤まで達した長尺ボーリングである鉾立ボーリング（KD-1），二条城ボーリング（KD-2）を対象に花粉分析を行い，地質層序などに関する新たな知見が得られたので合わせて報告する．

2. ボーリングデータベースを使用した検討

今回の検討では，既存の研究資料（例えば石田ほか，1969；石田，1976；吉川ほか，1986 など）から，京都盆地内のほぼ全域に広がっている顕著な礫層を洪積相当層，その上位に堆積する細粒層を沖積相当層とし，それらの境界を沖積相当層の下限とみなして，ボーリングデータベースから読み取り，側方対比を行った．まず，1998 年に京都市により実施された南北の反射法探査測線（堀川－巨椋池測線）に沿って南北断面図を作成し，その地質構造の特徴から図 1 に示すように京都盆地を 4 つの地区に区分した．次に各々の地区について東西断面図を作成し，その特徴を整理した．図 2 にはこれらの作業から得られた各地区の概念的断面図を示す．発表ではより詳しい解説を行う．

3. 基準ボーリングを対象に実施した花粉分析結果

鉾立ボーリング（KD-1），二条城ボーリング（KD-2）は，いずれも掘進深度約 350mで基盤まで達する長尺ボーリングである．京都市（2000）および京都市（2001）では，主に火山灰分析の結果と反射法地震探査の反射断面図をもとに，両ボーリングコアの側方対比を行い，Ma ナンバーを推定している．しかし特に KD-1 の G.L.-63.03～-68.70m の粘土層については，地質層準に関する確実な情報が得られていなかったことから，今回，関西地盤活用協議会で独自に花粉分析を実施した．また比較のため，枚方丘陵の露頭で見られる比較的厚い粘土層についても分析を行った．その結果，これらの粘

土層はいずれも大阪湾周辺地域のMa9層に相当することが明らかとなった．他方，京都盆地では粗粒堆積物が多いということもあり，花粉化石の変遷についての研究例は数少ない．このことから我々は，KD-1，KD-2で認められた全ての海成粘土層を対象に花粉分析を実施し，京都盆地における花粉化石の変遷を明らかにすることを試みた．表1，2にこれらの分析結果をまとめて示す．

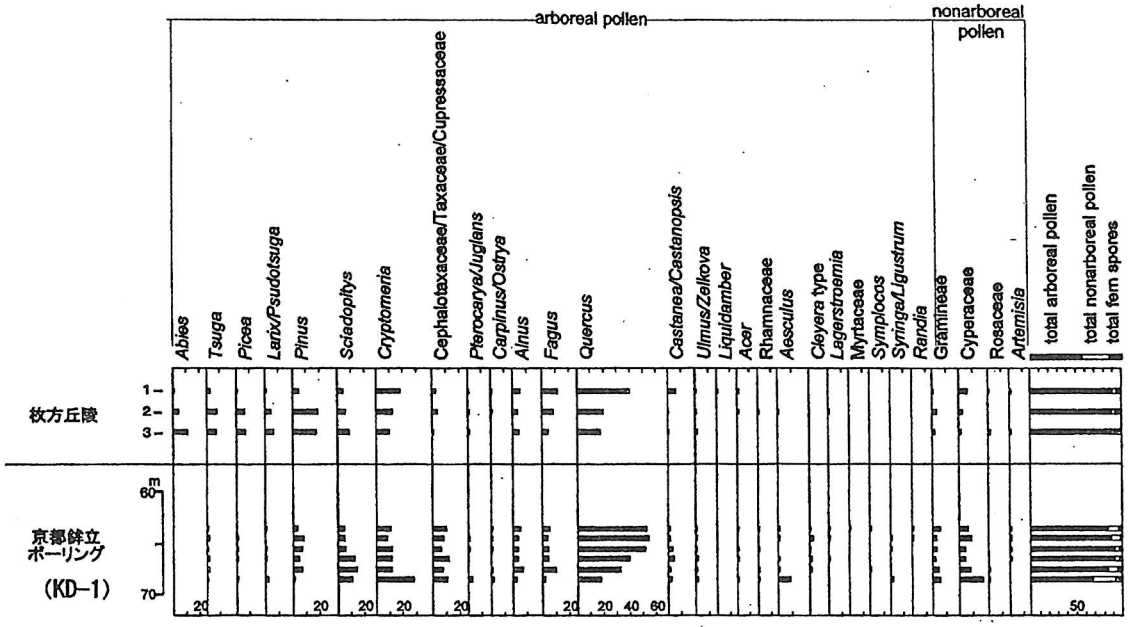


表1　枚方丘陵と京都盆地KD-1ボーリング試料の主要花粉の産出率

（樹木花粉は樹木花粉総数を，その他は花粉胞子総数を基数とした百分率で示す）

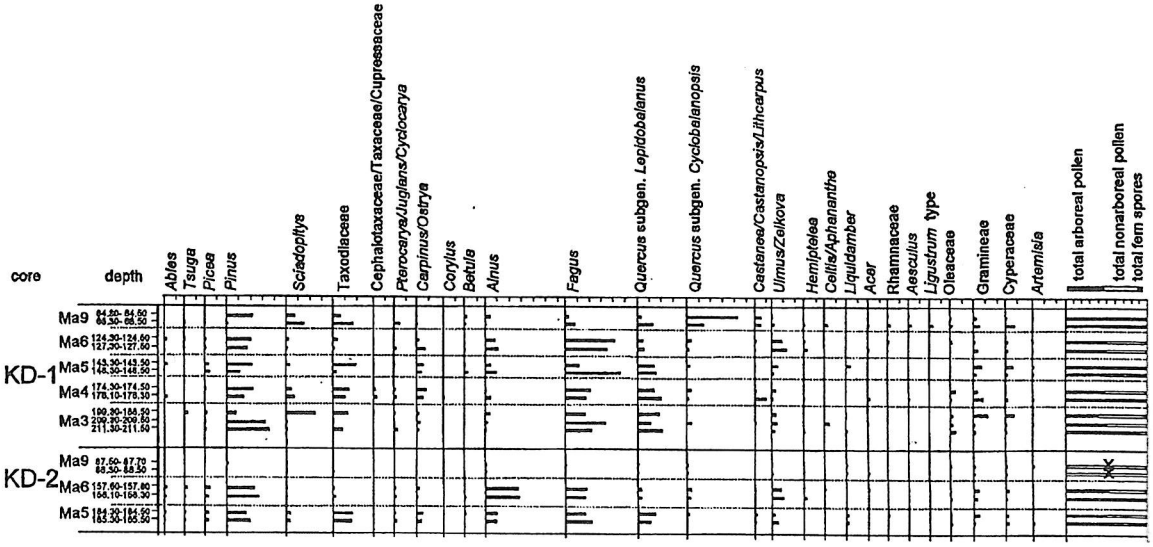


表2　KD-1およびKD-2ボーリング試料の主要花粉の産出率

（樹木花粉は樹木花粉総数を，その他は花粉胞子総数を基数とした百分率で示す．花粉が充分に得られなかった試料については右端に×印で示した）

P-41

岸和田市北阪町に分布する大阪層群から産出した大型植物化石

塚腰　実（大阪市立自然史博物館）

Plant fossils from the Osaka Group in the Kitasaka town, Kishiwada City

Minoru TSUKAGOSHI(Osaka Museum of Natural History)

調査地域の地質

大阪府の南部の泉南地域においては，西北西一東南東に伸びる和泉山脈の北側に，大阪層群から構成される丘陵が分布する．岸和田市北阪町付近の丘陵地の造成に伴い，大阪層群最下部の土生滝火山灰層付近の層準から，イチョウ葉化石を含む植物葉の印象化石群を発見したので発表する．

調査地域の地質柱状図を図１に示す．火山灰層Aは，市原他（1986）に示されている土生滝火山灰層の分布と一致する．土生滝火山灰層は，下位より土生滝Ⅰ，土生滝Ⅱ，土生滝Ⅲの火山灰層が層厚16mの間に知られている．今後，火山灰層Aおよび火山灰層Bの分析を行い，対比を明確にする予定である．

産出化石

産出化石の多くは葉の印象化石であり，部分的に炭化した圧縮化石となっている場合がある．化石産地1～6の産出化石を表１に示す．これまで大阪層群からは植物遺体とよばれる圧縮化石の状態で産出する種子，果実，葉，シュート等が数多く報告されてきた．調査地域の化石産地は，Momohara(1992)のPeaty layer number 7，9，17，18，19，22と産出地および産出層準が近い．Momohara(1992)のこれらの産地の化石群は，堆積物を洗い出して得られた化石群であり，*Picea koribai* (leaf), *Pseudlarix amabilis* (leaf), *Metasequoia glyptostroboides* (shoot), *Fagus microcarpa* (cupule), *Stewartia* cf. *monadelpha* (fruit)などが多産している．今回得られた葉の印象化石群はこれらの化石群とは組成が異なり，*Glyptostrobus pencilis* (shoot), *Fagus* sp. (leaf), *Quercus* sp. (Sect. *Cerris*) (leaf)がそれぞれ多産する産地がある．また，これまでこの地域の大阪層群からは産出の報告が無かった*Populus* cf. *sieboldiana* (leaf)が産出した．大阪層群産の葉の印象化石は，必ずしも保存はよくないが，堆積物を洗い出して得られた化石群とは組成が異なるので，注目する必要がある．

イチョウの産出層準

イチョウは第三紀型の分類群であり，イチョウ葉化石の産出上限は，大阪層群最下部の中でも下部の土丸火山灰層Ⅰの下位の層準とされていた（百原,1993）．今回，イチョウ葉化石が土生滝火山灰層の下位4mの層準で発見され，より新しい時代まで存在したことが明らかになった．大阪層群において，イチョウの花粉化石は，上部イエロー火山灰層の層準まで産出している（Tai,1973）ので，イチョウは大阪層群においては更新世前期のメタセコイア植物群消滅期まで存在していたと考えられる．また，古琵琶湖層群において，更新世前期までイチョウ葉化石の産出が確認されている（山川,2000）ことから，大阪層群および古琵琶湖層群の分布域では，鮮新世後期から更新世初期に，イチョウが存在していたと言える．

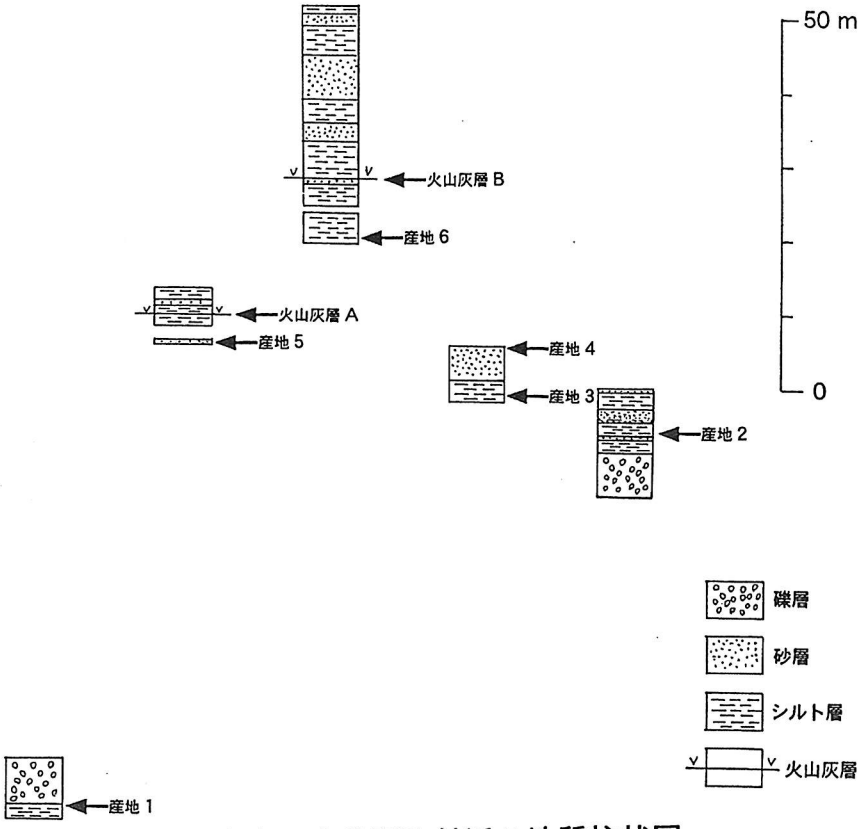


図1：岸和田市北阪町付近の地質柱状図

表1：岸和田市北坂町付近の大阪層群から産出した大型植物化石

	産地1	産地2	産地3	産地4	産地5	産地6
Ginkgo biloba (leaf)					◎	
Glyptostrobus pencilis (shoot)	●					
Metasequoia glyptostroboides (shoot)					○	
Populus cf. sieboldiana (leaf)				○	○	
Salix sp. (leaf)						◎
Fagus sp. (leaf)					●	
Qercus sp. Sect. Cerris (leaf)		◎	○		◎	●
Qercus sp. Sect. Cerris (cupule)					○	
Qercus dentata (leaf)					○	
Buxus microphylla var. japonica (leaf)					○	○
Acer mono (leaf)					○	
Acer sp. (leaf)					○	

産出状況：○1個体，◎2～10個体，●11個体以上

P-42

Pollen evidence of mangrove development since mid-Holocene in the northern Hainan Island, China

L. MAO

Department of Geosciences, Graduate School of Science, Osaka City University
Sugimoto 3-3-138, Sumiyoshi-ku, Osaka 558-8585
Tel: 06-6605-3177; Email: maolimi@sci.osaka-cu.ac.jp

"Mangrove" is an ecological term referring to a taxonomically diverse assemblage of trees and shrubs that form dominant plant communities in tidal, saline wetlands along sheltered tropical and subtropical coasts (Blasco *et al.*, 1996). Within a diverse array of environmental settings (river, cay, shore, *etc.*), the vegetation of mangrove forests grows in zones composed of different species which aggregate in bands parallel to the shores. Recent studies in ecology and related fields like geography, biogeography, environmental science and coastal geomorphology in subtropics and tropics highlight the importance of the mangrove ecosystem (John, 1985; Tomlinson, 1986; Joanna, 1989, 1996; Woodroffe and John, 1991; Pieter, 1995; Li and Lee, 1996; Lin, 1999; Behling *et al.*, 2001; Behling and Marcondes, 2001). Fossil mangrove remains, particularly pollen grains are used extensively to interpret the paleogeography and the stratigraphy of sediment cores. Mangrove pollen from sediments may indicate past warm climate and the location of paleo-shoreline during the interval of pollen deposition. This study presents pollen evidence of mangrove vegetation development since mid-Holocene from the northern Hainan Island, China.

According to MAO *et al.* (2003), mangrove pollen from two coastal mangrove swamps (the Dongzhai and Qinglan mangrove swamp) from the northern Hainan Island, China, shows consistent distribution with their parent plant zonation based on surface palynological study (for location, see Fig. 1), unlike common tropical terrestrial palynofloras without strong links with their parent vegetation largely due to low pollen production, poor preservation, or unfavorable pollination mechanisms for most tropical vegetation. Pollen analysis for a sediment core (DZ01) has been undertaken to reconstruct mangrove vegetation changes since mid-Holocene from the Dongzhai mangrove swamp (Fig. 1). Chronology of the core DZ01 was determined based on the four radiocarbon ages by conventional radiocarbon dating. Mangrove fossil pollen in the core DZ01 from the Dongzhai mangrove swamp of the northern Hainan Island are successively rich since mid-Holocene. Nevertheless, pollen assemblages also show that allochthonous components account for a considerable values, probably due to water or/and wind transportation. The results of pollen analysis for the core DZ01 suggest that mangroves have developed since mid-Holocene, markedly around 6,650-5,000 yr BP and

3,100-2,000 yr BP, during which the mangrove environment probably was favored by high sea-level stands and adequate sediments input. However, mangrove vegetation changes are inferred around 5,000-3,100 yr BP and 2,000 yr BP-present, probably resulting from coastal environment changes around 5,000-3,100 yr BP, such as sea level changes, and the influence of human activities since 2,000 yr BP, particularly in recent centuries.

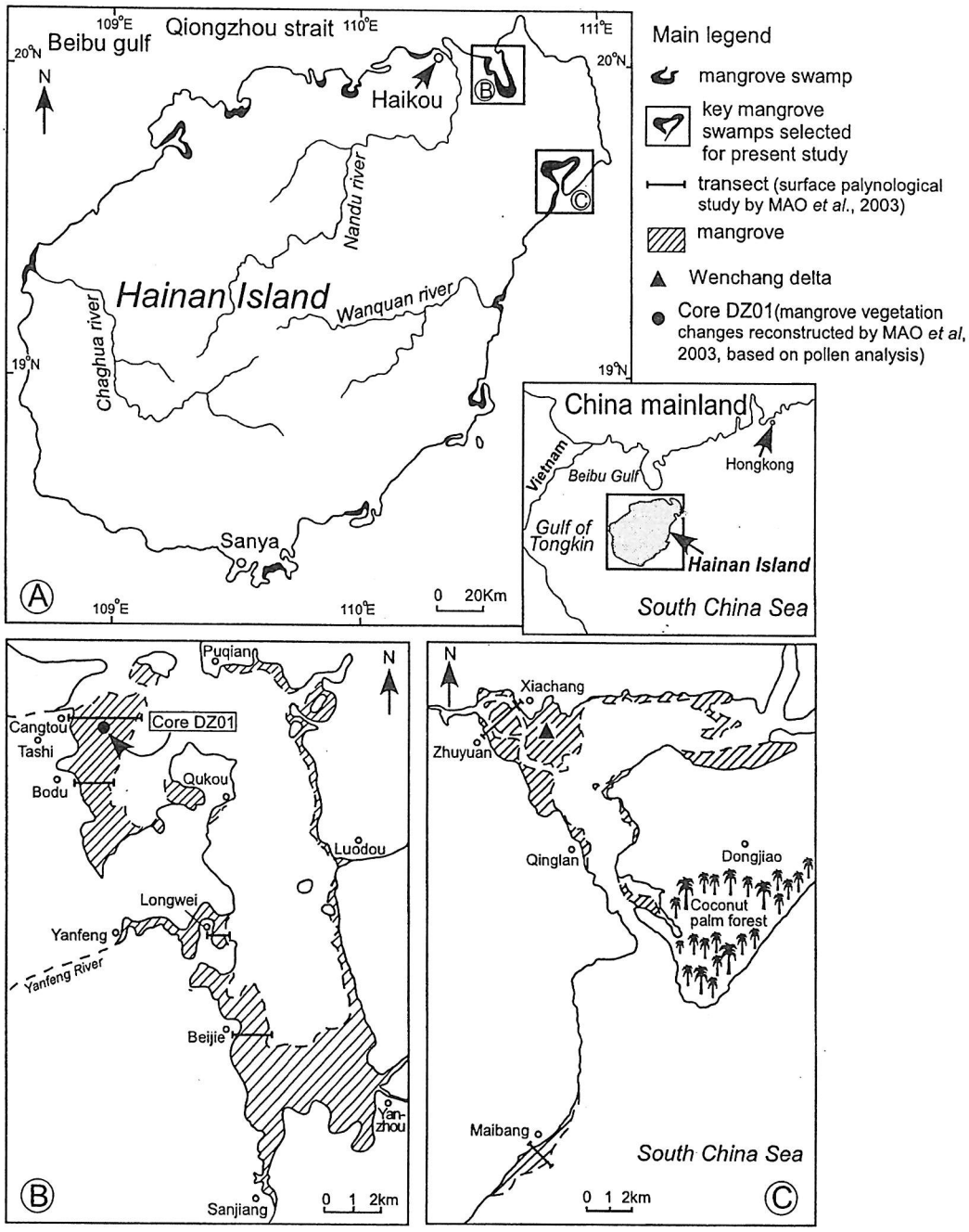


Fig. 1 Location maps of study area and mangrove swamps; map A showing the location of Hainan Island and key mangrove swamps; maps B and C showing the Dongzhai and Qinglan mangrove swamp, the recent studied transects and sediment core DZ01(after MAO *et al.*, 2003)

P-43

琵琶湖堆積物コアにおける珪藻殻のタフォノミー：過去４万年間の珪藻生産量，珪藻殻の保存，砕屑鉱物による希釈効果の評価

加藤めぐみ（学振・科博）・谷村好洋（科博）・山田和芳・福沢仁之（都立大）

Megumi KATO, Yoshihiro TANIMURA and Hitoshi FUKUSAWA; Estimated productivity, preservation and dilution of diatom valves in Lake Biwa sediments during the last 40 ka

（はじめに）

堆積物中に含まれる珪藻の殻数は，水域の基礎生産量や珪藻群集組成の変化を定量的に明らかにするための指標として用いられてきた．琵琶湖の湖底堆積物については，堆積物 1ｇあたりの珪藻殻数がすでに報告されている（Mori 1974; 1975, Meyers et al. 1994, 加ほか 1997; 2002, Kuwae et al. 2002 など）．これらの研究によれば，珪藻殻数は氷期・間氷期サイクルに同調して増減を繰り返しており，氷期に堆積した層準に含まれる珪藻殻数は間氷期の層準にくらべて著しく少ない．そして，この珪藻殻数の量的な変化は，おもに珪藻生産量そのものが変化したためであると解釈されてきた（Kuwae et al. 2002）．しかしながら，珪藻殻数の変化は，珪藻生産量の変化だけでなく，珪藻遺骸の保存の良し悪し，砕屑鉱物などによる希釈効果の変化によっても起こりうる．堆積物中の珪藻殻数を変化させた湖の物理・化学的な環境条件を推定するためには，珪藻殻数の変化が，珪藻生産量の変化によるものなのか，そのタフォノミーの違いで説明されるのかを吟味する必要がある．

本発表では，まず，水月湖の年縞堆積物の解析にもとづいて，珪藻生産量の直接的な指標として珪藻の個体サイズ分布が有効であることを提案する．そして，その珪藻の個体サイズ分布による珪藻生産量の推定を過去 4 万年間の琵琶湖堆積物に適用した結果を報告する．琵琶湖堆積物コアにおける個体サイズの層序学的な変動パターンは珪藻殻数の変化と必ずしも一致しておらず，この相違には珪藻殻のタフォノミーの違いが反映されていることを指摘する．

（試料と研究方法）

A. 水月湖の年縞堆積物 SGP-12 コア（コア長 385cm，約 1000 年，層厚 0.2～2.0cm ごと）

1) 淡水生浮遊性珪藻 *Stephanodiscus suzukii* Tuji & Kociolek emend. Kato et al.（Kato et al. 2003）の殻数を計数→年縞の層厚から求められた堆積速度にもとづいて，殻数フラックスを算出

2) 300 殻の *S. suzukii* の直径を接眼マイクロメーターで測定

B. 琵琶湖湖底堆積物 BIW95-4 コア（コア長 14.45m，約 4 万年，層厚約 2.2cm ごと）

1) *Stephanodiscus suzukii* の殻数を計数→8 層準における放射性炭素年代値と 7 枚の広域火山灰の年代にもとづく年代モデル（Yamada & Fukusawa 1999）を用いて，珪藻殻数の結果から殻数フラックスを算出

2) 300 殻の *S. suzukii* の直径を接眼マイクロメーターで測定

（珪藻の個体サイズ分布と生産量の関係）

水月湖年縞堆積物には 1 年 1 年の葉理が発達している．このような堆積物に含まれる珪藻殻は底生生物の活動が著しく制限された環境に保存されたと考えられる．したがって，「年縞」に含まれる珪藻殻数を 1 年ごとに生産された珪藻生産量に近似することが可能である．SGP-12 コアの分析結果によれば，人工水路が掘削されて湖に海水が浸入した西暦 1664 年以降に対比される層準において，*S. suzukii* の殻数フラックスが減少して，直径 20μm 以上の大きい個体が相対的に多かった．このことから，珪藻生産量が大きい層準において小さい個体（直径 5～15μm）が卓越して，逆に生産量が小さい層準においてより大きな個体が相対的に多くなるという関係が見いだされる．

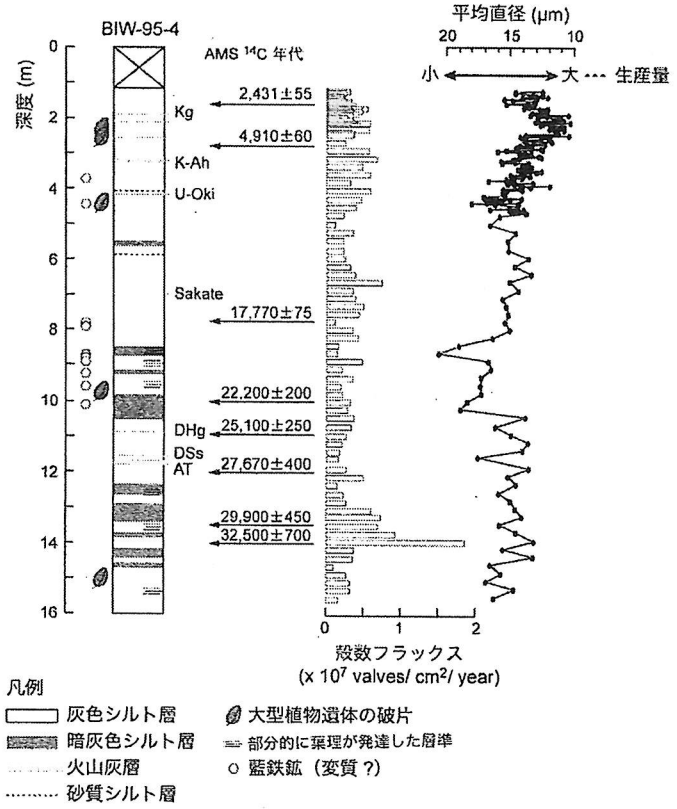
（過去 4 万年間の琵琶湖における珪藻生産量と珪藻殻のタフォノミー）

BIW95-4 コアにおける *S. suzukii* の殻数フラックスは，SGP-12 コアの 4 分の 1 程度であり全層準においてほとんど変化しない．これに対して，個体サイズ分布は特徴的な変化を示した．1 万年前以降の層準において 5～15μm の小さな個体が著しく卓越して，それ以前の層準では分布のピークが 10μm 以上でかつ大きな個体が相対的に多く認められた．とくに，25～20 ka においては，15～20μm の個体がもっとも卓越して個体サイズ分布が大きい方へシフトしている．水月湖堆積物からえられた個体サイズ分布と珪藻生産量の関係にもとづいて，琵琶湖における過去 4 万年間の *S. suzukii* の生産量，タフォノミーの変化とその要因を下記のように推定した．

・個体サイズ分布の変化にもとづけば，本珪藻種の生産量は，1 万年前以降において増加して 3 千年前以降減少する．最終氷期における *S. suzukii* の生産量は，完新世より小さくて，なかでもとくに 2.5～2 万年前において著しく小さかった．

・生産量が大きかったと推定された 1 万年前以降において *S. suzukii* の殻数フラックスが増大しない理由は，珪藻殻の保存が悪くなったためであると考えられる．湖水の化学的性質の変化に加えて珪藻の捕食者・分解者の活動が活発化した可能性が示唆される．逆にそれ以前の最終氷期においては，堆積速度と砕屑鉱物による希釈効果が大きく珪藻殻が良好に保存されたと解釈される．

・Kuwae et al. (2002) などで指摘されたように，間氷期において堆積物中に保存されている珪藻殻数が著しく多くなるのは，*Melosira solida* Eulenstein（*Aulacoseira* 属への変更など分類学的検討が行われるべきである）の増加による．今後，この種の生産量とタフォノミーを検討して，琵琶湖における珪藻全体の生産量と堆積環境を復元する必要がある．



（引用文献）

Kato, M., Tanimura, Y., Fukusawa, H. and Yasuda, Y. (2003) *Phycologia*, **42**, in press.

加　三千宣・吉川周作・井内美朗 (1997) 第四紀研究，**36**，113-122.

加　三千宣・吉川周作・井内美朗 (2002) 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 (XIII)，61-69.

Kuwae, M., Yoshikawa, S. and Inouchi, Y. (2002) *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **183**, 261-274.

Meyers, P. A., Takemura, K. and Horie, S. (1993) *Quaternary Research*, **39**, 154-162.

Mori, S. (1974) *In* Horie, S. ed. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene 2*, 247-254.

Mori, S. (1975) *In* Horie, S. ed. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene 3*, 368-392.

Yamada, K. and Fukusawa, H. (1999) *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **34**, 39-57.

P-44

大阪湾における過去約１万年間の古環境変遷史
-表層堆積物中の珪藻遺骸群集分布と完新世ボーリングコア中の珪藻化石群集の変化から-

廣瀬 孝太郎（大阪市立大学）・佐藤 裕司（姫路工大/兵庫県人博）・三田村 宗樹（大阪市立大学）・七山 太（産業技術総合研究所）・吉川 周作（大阪市立大学）
Kotaro HIROSE, Hiroshi SATO, Muneki MITAMURA, Futoshi NANAYAMA and Shusaku YOSHIKAWA: Holocene Palaeoenvironmental Change Inferred from Diatom Assemblage in Osaka Bay, Southwest Japan.

大阪平野は，その西方を大阪湾に面するが，それ以外の三方を山地，丘陵地に囲まれた低平地である．大阪平野の中央部には上町台地が南北に連なり，その東側の河内平野，西側の狭義の大阪平野に分けられる．大阪湾およびその周辺域の地下浅部には，更新統の天満累層（山根，1930）の上位に沖積層が広く分布し，難波累層（梶山・市原，1972）と呼ばれている．この難波累層の中部層準には，Ma13 層と呼ばれる厚い海成粘土層が挟在することが知られている．一方，現在の大阪湾は，面積 1450 km，長軸 60 km，短軸 35 kmの楕円形を呈し，瀬戸内海の東端部に位置している．その西縁は明石海峡を経由して播磨灘へ，南縁は友ガ島水道を経由して紀伊水道に通じている．湾奥部から湾央部へは緩やかに傾斜する．湾央部の水深は 20m 前後であるが，そこから海峡部に向かって急激に傾斜し，最深部では 100m 以上となっている．

本講演において，我々は，大阪湾およびその周辺水域における表層堆積物の珪藻遺骸群集組成および大阪平野において掘削された完新統ボーリングコアの珪藻化石群集の比較に基づいて，大阪湾の古地理発達と珪藻群集の関わりについて検討を行う．

今回分析に用いた表層堆積物試料は，大阪湾の海底（OB-1～30）において 1999 年に，その周辺水域（R-1～8）において 2002 年に，計 40 地点で採取された．ボーリングコア試料は，2001 年に新淀川北岸において実施された群列ボーリング（新淀川コア；三浦ほか，2002）のうち，Bor.1 を厚さ約 1 cmに分割したものを用いた．これらの試料は，乾燥重量測定後，過酸化水素処理を行い，プレパラートに封入した後，光学顕微鏡下で，殻数の合計が 1 プレパラートにつき約 200 殻になるまでカウントした．

表層堆積物中の分析を行った結果，少なくとも55属164種の珪藻遺骸の出現を確認した．種ごとの塩分に対する生態（halobion spectra）や生息形態（付着性・浮遊性）等の生態情報を基に，遺骸群集の群集組成，群集構造，珪藻殻密度について検討し，大阪湾における珪藻遺骸群集の分布規定要因を明らかにした．また，海底表層堆積物中に含まれる淡水生種は，その分布から大阪湾に流入する河川から供給されたものであると考えられる．このうち，琵琶湖の固有種であるとされる *Stephanodiscus pseudosuzukii*（Tuji and Kociolek, 2000）は，琵琶湖を水源とする淀川からの運搬作用により大阪湾海底にもたらされたものと推定されるため，大阪湾において，淀川の影響を検討する上での重要なトレーサーとなることが分かった．

新淀川コア中の完新世堆積物23層準の分析を行った結果，少なくとも46属103種の珪藻化石の出現を確認した．産出した珪藻化石群集の組成特徴から，下位より珪藻帯F1-a（標高-22.7～-24.8m），F1-b（標高-19.7～-21.8m），M-a（標高-13.7～-18.7m），M-b（標高-5.72～-12.7m），およびF2（標高-3.73～-4.8m）を設定し，陸上植物の材片および炭化物を用いた ^{14}C 年代測定によって得られた年代軸と各帯の珪藻化石群集の特徴から，コア掘削地点における完新世の水域環境の変化を検討した．さらに，表層堆積物中の珪藻遺骸群集の分布情報を検討に加え，大阪湾の古地理発達と本地点の古環境変遷の関わりについて検討することによって，新淀川コアの地点の水域環境の変化を明らかにすることが出来た．

我々はさらに，過去約1万年間の珪藻化石群集組成と大阪湾の表層堆積物中の珪藻遺骸群集組成の相違について着目した．その結果，現在の干潟域に生息する珪藻群集は，人間活動の影響がほとんど考えられない約3000年前以前の干潟群集に比べ，その多様性や出現頻度が低いことから，沿岸埋め立て工事等の人為改変による潮間帯の減少が珪藻群集に変化をもたらした可能性が示唆された．また，表層堆積物中の海生種には，少なくとも約3000年前以前の大阪湾には生息していなかったと考えられる種が優占種として出現することから，人間活動が珪藻群集組成に影響を与えた過程が大阪湾内の堆積物中に保存されている可能性が示唆された．

P-45

大阪湾の現生底生有孔虫群集と水域環境

辻本　彰(大阪市大)，野村律夫(島根大)，吉川周作(大阪市大)

Akira Tsujimoto, Ritsuo Nomura, Shusaku Yoshikawa: Relationship between Recent Benthic Foraminifera and Water Environment in Osaka Bay, Japan

はじめに

底生有孔虫は内湾域において水深や塩分濃度などの自然環境要因によって住み分けを行っている．また，大阪湾などの大都市に隣接する内湾域では，有機汚染など人為汚染に規制されて住み分けを行っていることが知られている．そこで本研究では，大阪湾表層堆積物試料を用いて大阪湾の現生底生有孔虫群集の分布を明らかにし，それらの群集を規制する要因について考察した．また，大阪湾での既存の研究結果と本研究の結果とを比較することで，大阪湾で底生有孔虫群集にどのような歴史的変化が生じているのかを考察した．

試料及び分析方法

1999年に採取された27試料，2000年に採取された6試料(OB)，2002年に採取した10試料(R)を用いた(図1)．試料をローズベンガル法によって染色し，生体有孔虫のみについて種の同定を行った．

結果・考察

現生底生有孔虫群集：Qモードクラスター分析により試料は群集A~Eの5つに区分され，現在の有孔虫群集の分布が明らかとなった(図1)．これらの群集のうち，群集Cは大阪湾央部を時計回りに流れる沖ノ瀬環流と呼ばれる環流の影響下と，その影響を受けない湾奥部で群集C_1とC_2に細分され，環流を境とした水塊の違いを示していると考えられる．大阪湾奥部淀川河口に位置する群集Dは膠着質殻有孔虫(*Trochammina hadai*, *Eggerella advena*)の優占で特徴付けられる．大阪湾奥部では溶存酸素量が低く，COD値が高い．また，夏季には底層で無酸素・貧酸素水塊が形成されることが知られている．これらの膠着質殻有孔虫の挙動は汚染負荷と関連していると考えられており，大阪湾奥部の群集は有機物などの汚染負荷の影響によって規制された群集であると考えられる．

沿岸部で採取した試料(R2, R3, R4, R7)は特異な群集組成を示す(群集A, B, E_2, E_3)．R2は人工的に作られた潮溜まりであり，R4, 7は埋立地の内海である．よってこれらは人間活動の影響を強く受けた群集である可能性があり，これらの群集の詳しい調査，データの蓄積は人間活動が自然界に与える影響を考える上で重要である．

有孔虫群集変化(1999年，1983年，1952年)：1952年及び1983年の有孔虫群集と1999年の有孔虫群集とを比較した(図1)．1952年当時は湾奥部で現在見られるような，膠着質殻有孔虫で優占される群集は存在していない．湾奥部の膠着質殻有孔虫群集(*Trochammina hadai*・*Eggerella advena*群集)は1980年代には存在し，現在ではこの群集の分布域は狭まっている．しかし大阪湾全域で見たとき，1980年代当時に比べ*Eggerella advena*の産出頻度は高くなっている．このことから，湾奥部では淀川河口からの有機物などによる汚染負荷が軽減されたと考えられるが，大阪湾全体では水質はあまり改善されていないと考えられる．

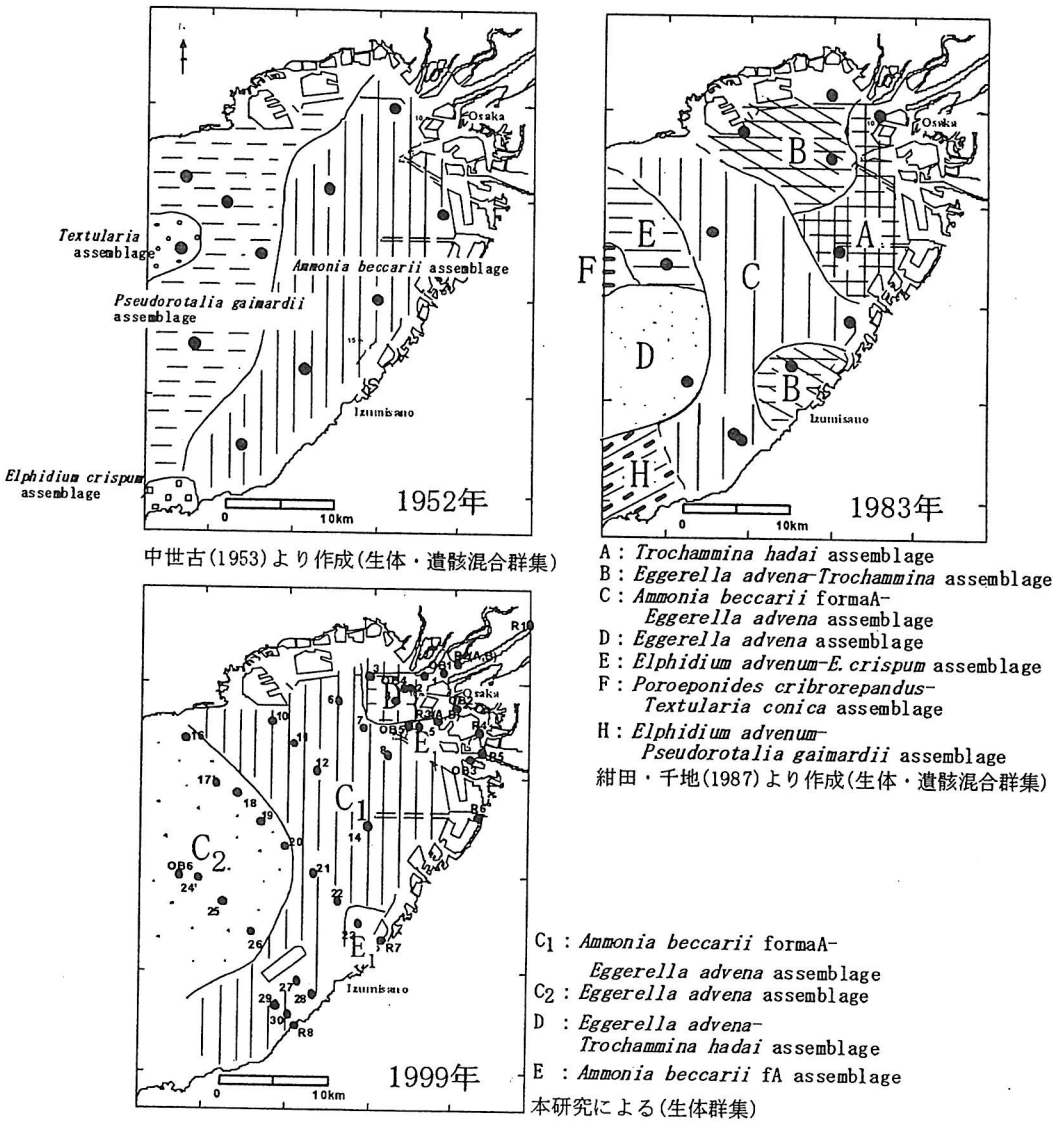


図1：大阪湾における有孔虫群集区分図

P-46

完新世貝形虫群集から復元された海底活断層の活動履歴：伊予灘中央構造線の活動に伴う地震性沈降イベント

安原盛明（大阪市立大学，学術振興会特別研究員）
・吉川周作（大阪市立大学）・七山太（産業技術総合研究所）

Moriaki Yasuhara, Shusaku Yoshikawa and Futoshi Nanayama: Reconstruction of Holocene seismic history of seabed fault based on fossil ostracode assemblages: Seismic subsidences by the active fault system of Median Tectonic Line in Iyo-nada Bay, western Japan

はじめに

一般に浅海底活断層の活動履歴を推定する際には，陸上と異なりトレンチや露頭による観察が不可能なため，海底ボーリングコアが用いられてきた．具体的には，断層を挟んで2本のコアを掘削し，帯磁率，微化石，火山灰などによって対比し，これらの対比面の標高の変化傾向に基づいて断層の活動履歴を推定されることが多い（岡村ほか，1992）．

一方貝形虫は種々の環境要因に敏感に反応するため，第四紀の古環境解析の用いられてきた．近年，内湾域における完新世貝形虫群集についての研究例も増加しつつある．しかし，完新世の構造運動や断層活動を貝形虫群集に基づいて明らかにした研究は未だ限られている（例えば，増田，1998；藤原ほか，1999）．

本研究では，貝形虫群集に基づいて地震性沈降イベントを明らかにし，伊予灘中央構造線の活動履歴を検出することを試みた．

調査地点及び岩相

伊予灘は瀬戸内海西部に位置し，MTL 活断層系に属する海底活断層が多数存在することが知られている（三浦ほか，2001）．本研究には伊予灘で掘削された4本のボーリングコア（K1, K2, S1, S2；大塚ほか，2001, 2002）を使用した．K1, K2 コアは上灘沖北断層を，S1, S2 コアは下灘沖南断層を挟む地点でそれぞれ掘削されている．これらのコアは大塚ほか（2001, 2002）で AMS^{14}C 年代測定，堆積相解析，火山灰分析，花粉分析，帯磁率測定が行われ，これらの結果に基づき断層の活動時期が推定されている．

これらのコアの岩相はおおむね均質な海成粘土層からなり，所々に砂の薄層を挟む．

分析手法

ボーリングコアから約 10cm 厚で採取したサンプルを煮沸し，網目の大きさが 75μm の篩上で水洗し，乾燥後，網目の大きさが 125μm の篩でふるった．試料中の貝形虫が多すぎる場合は適宜分割器で分割し，分割試料中に含まれる貝形虫を実体顕微鏡下ですべて摘出した．

結果及び結論

4 本のコアから採取した 153 試料中から，少なくとも 139 種の貝形虫が産出した．これらのコアにおける貝形虫群集は，主に，*Spinileberis quadriaculeata*, *Cytheromorpha acupunctata*, *Pistocythereis bradyi*, *Trachyleberis scabrocuneata*, *Bicornucythere bisanensis* form A, *Bicornucythere bisanensis* form M, *Krithe japonica*, *Loxoconcha viva*, *Amphileberis nipponica* などから構成される．これらの種は全て日本周辺の内湾域に現在生息している種である．

各コアの貝形虫群集組成に基づいて biofacies を認定し，各 biofacies の古水深を現生貝形虫群集の分布に基づいて推定した結果，以下の結論が導かれた．

（1）貝形虫群集に基づいて復元した古水深から，伊予灘の各コア掘削地点における海水準変動を復元した．それらは全て比較的類似しており，現在にピークを持つ海水準変動であった．これらの海水準変動と，比較的安定した地域である大阪湾の海水準変動と比較すると，その傾向が著しく異なっており，伊予灘が沈降傾向にあることが明らかになった．

（2）断層の上盤側と下盤側の海水準変動を比較した結果，それらの傾向の違いから，上灘沖北断層では 5500 年前以降，下灘沖南断層では 6400 年前以降に，それぞれ断層活動に伴う著しい下盤側の地震性沈降イベントが読み取れた．この結果は，大塚ほか（2001, 2002）が推定した高精度層準対比に基づく当該断層の活動履歴の解析結果とも調和的である．

このように本研究の結果，活断層が伏在する浅海域において，貝形虫化石群集に基づいて海水準変動を復元し，それを，上盤側と下盤側で比較することによって，海底活断層の活動履歴が復元できることが判明した．

P-47

大阪平野の後期更新世および完新世の貝類相

石井久夫（大阪市立自然史博物館）

Hisao ISHII: The late Pleistocene and Holocene molluscan fauna of Osaka, with notes on some exotic species and /or relict species.

大阪平野を構成する第四紀層のうち，上部更新統の上町層（Ma12）と最上部更新統～完新統の難波累層からは，浅海から潮間帯に棲息する貝化石が産出する．これらについては，すでに多くの報告があり，地域的には種類組成などがくわしく明らかにされている．

これらの貝化石の中には，現在の（激しい人為的改変を受ける前の）大阪湾や瀬戸内海，日本沿海などには見られない種類が含まれるが，その分布や生態に注目することにより，後期更新世および完新世の貝類相の特徴，およびその両者の間に見られる違いを検討した．

上町層の化石

モトジマキリガイダマシ　*Kurosioia kurosio*：キリガイダマシ科の巻貝で絶滅種．大阪では上町層（Ma12）からだけ産出し，泥層から多産することがある．静岡県を模式産地とし，紀伊半島，石川県の更新統などから知られている．産出地は，外洋に面した地域がほとんどである．

ヨコヤマカセンチドリガイ　*Capulus yokoyamai*：カツラガイ科の小型の巻貝．大阪では上町層の指標種．台湾付近に現生種が棲息するとの情報もある．

カモノアシガキ　*Dendostrea paulucciae*：イタボガキ科の二枚貝．現生種はまれに紀伊半島等で見つかるが，本来はフィリッピン以南と思われる．分類学的には再検討する見解がある．上町層のほかに，近畿地方では紀伊半島の段丘構成層，関東地方では更新統と完新統から報告がある．

ブラウンスイシカゲガイ　*Fuscocardium braunsi*：　ザルガイ科の絶滅種．関東地方で多産するが，大阪平野では稀に上町層から産出する．ほぼ南限．

アジアザルガイ　*Vepricardium asiaticum*：　ザルガイ科の二枚貝で，インド－太平洋の熱帯－亜熱帯に広く棲息し，台湾の澎湖島が北限．日本では化石・現生とも他の産地は知られていない．外洋の影響が強い海域に棲息すると考えられる．

難波累層の化石

ササゲミミエガイ　*Estellacar galactodes*：フネガイ科の小型の二枚貝で，大阪平野では難波累層の泥層からのみ産出している．日本他地域での化石産出は不明．内湾の泥干潟に適応した種類と思われる．現生種は中国大陸沿岸に分布し，

日本では有明海，周防灘などで知られている．

チリメンユキガイ　*Meropesta sinojaponica*：　バカガイ科の二枚貝で，大阪平野では，完新統から多く産出する．日本各地の上部更新統・完新統からの報告があるが，産出はまれである．大阪でも上町層からの報告があるが，詳しくは不明．暖流の影響が指摘されていたが，むしろアジア大陸沿岸との関連が強い．

ヒメヌマコダキガイ　*Potamocorbula* cf. *laevis*：　大阪平野では完新統下底付近のみで密集して産出する．本種または本属の化石が日本各地の更新統，完新統から知られているが，密集層をつくることが多く，特殊な環境下で一時的に繁栄したと考えられる．大陸沿岸では多産するところが知られている．

アツカガミガイ　*Phacosoma roemeri*：瀬戸内海に棲息が報告されているが，現在は不明．大阪平野での産出も少ない．韓国沿岸の種と同一と考えられる（山下，2001）．

上町層と難波累層の両者から産出する化石

ビョウブガイ　*Trisidos kiyonoi*：　フネガイ科のねじれた形の二枚貝で，日本では北九州付近にのみ棲息が知られている．化石は主に西日本各地の更新統から報告されている．

ハイガイ　*Tegillarca granosa*：　現在の日本では有明海のみに知られているが，かつては更新世・完新世を通じて広く日本の内湾に棲息していた．

上町層と難波累層の両貝類相は，西南日本の内湾性の貝類相に共通し，“大陸沿岸性要素”を多く含んでいるが，両者には異なる要素も含まれている．

完新世の難波累層の貝類相は，現在よりもいっそう大陸沿岸系要素を多く含んでいる．チリメンユキガイなど，従来は熱帯的要素とみられていた種類も，むしろ日本沿岸よりも寒冷と言える渤海湾沿岸等に棲息する種である．完新世の大阪平野は，より内湾的・汽水的環境が卓越していた，もしくはその名残が続いていたものと考えられる．後期更新世の上町層の貝類相は外洋に面した沿岸の要素も含まれ，より暖かいオープンな環境下にあったものと推定される．

大阪平野からはこれまで発見されていないが，コゲツノブエ，カニノテムシロ，シオヤガイなどは，関東地方では完新世の初めころから知られており（松島，1979），日本海側にも出現が報告されていて（中川ほか，1993），温暖化を示す要素として注目されている．これらは現在の紀伊半島中・南部の沿岸には棲息しているので，完新世の大阪湾に侵入できない障壁があったことが考えられる．後期更新世の上町層は，よりオープンな環境で堆積したと考えられ，今後発見される可能性がある．

P-48

房総半島北部，木更津台地長石層の堆積過程と地形生成 ——生痕化石と旧汀線の変移——

佐 藤 俊 文 （千葉県立木更津東高等学校）

Toshifumi SATO ; The process of deposition of Nagasi formation and topography of The Kisarazu upland, Northern part of Boso peninsula -Trace fossils and strand changing —

はじめに 筆者は，木更津台地ついて，カニの巣穴と見られる生痕化石からステージ5eの，層相と侵食面からステージ5cの地形面の旧汀線をそれぞれ推定した（佐藤, 2002）が，旧汀線の位置等をめぐっては議論があった．本発表は，その後調査した生痕化石も考慮に入れて，ステージ5e～5c 期の旧汀線の位置を再検討しながら長石層（ながしそう：木下層に相当）の堆積過程を把握して，この時期の地形生成の解明に迫ろうとするものである．

長石層の堆積過程及び生痕化石 筆者は，Ｌｏｃ.1-1 において，長石層を，離水期に相当する目立つリモナイトバンドより上を長石層上部，下を長石層下部とした．長石層全体としては基盤層の地蔵堂層との不整合面を形成しながら，南東方向にゆるやかに上がる．図１は上総丘陵に隣接する木更津台地周辺で見られた生痕化石および層序や層相から，長石層の堆積過程を上部～下部～ステージ５ｃと示したものである．また，表１は長石層に見られた生痕化石（下部から上部の順に並べた）及び上総丘陵隣接域地層で見られた生痕化石と，その地点(Ｌｏｃ.)，層準・生痕化石の標高，生成・堆積環境をまとめたものである．

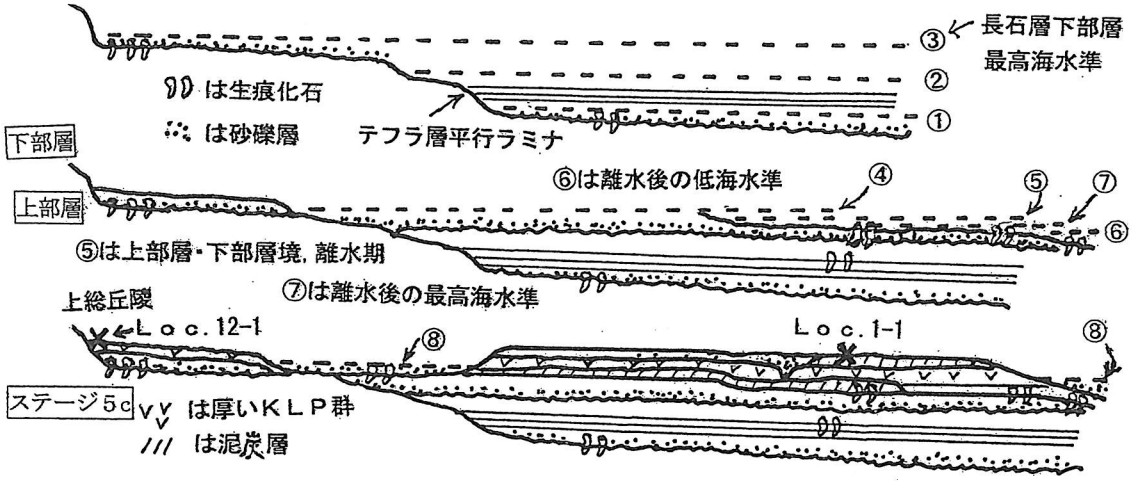


図１． 長石層の堆積過程（概念図） 番号は海水準変移の順番 ，⑧はステージ５ｃ最高海水準

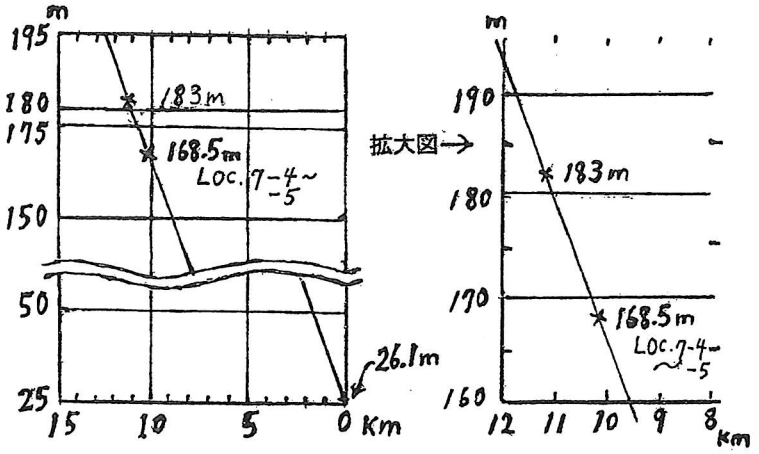


図 2． 長石層下部層最高海水準層準の傾斜 Ｌｏｃ.7-4～-5(標高168.5m)と Ｌｏｃ.9（杉原，1979）桜井・標高26.1m を結んだ．

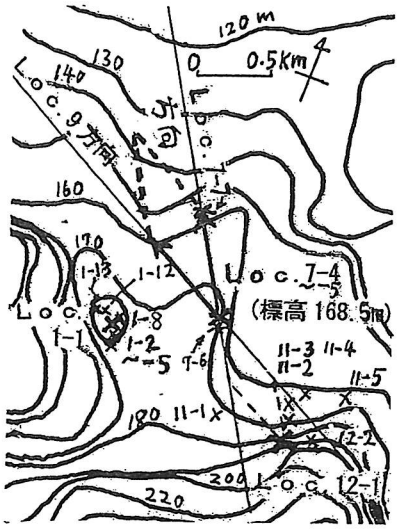


図 3． 長石層下部層最高海水準層準標高を知る平行四辺形

図２．の標高 183m は，Ｌｏｃ.7-4～-5（長石層下部層最高海水準標高 168.5m）から切峰面図の標高 180m の等高線までの距離の交点の読図数値．図３．はＬｏｃ.7-4～-5（同上）からの，Ｌｏｃ.9とＬｏｃ.7-7 方向への矢印と平行四辺形．矢の長さは，同じ距離での低下量に比例，平行四辺形の対角点の地点の高度低下量は２低下量の単なる合計となる．これによるとＬｏｃ.12-1 は標高 168.5m＋（5.6m＋7.3m）＝181.4m でアナジャコ巣穴層準の標高にかなり近い．及び，Ｌｏｃ.11-1～-5 の標高 160～170m 以上の生痕化石群は，この平行四辺形による標高の上がり下がりを応用して推察しても，ステージ５ｃの標高のものとして妥当である．

	Ｌｏｃ.	層準	生痕化石及び生痕化石標高 m	生成・堆積環境
最下端部砂礫層 挟む下位～上位	1-4	基盤砂層～下端部砂礫層	カニ若しくはスナモグリの巣穴　約 171.5m	潮間帯
	7-6	基盤砂層の泥質部分～下端部砂礫層	スナモグリ巣穴 約 168.0m	潮間帯中部
	1-8	平行ラミナの黄色テフラ～下端部砂礫層	スナモグリ巣穴 約 169.5m	海進期，水深が一層深まる時期，潮間帯中部
テフラ層～砂礫層	7-4～-5	下端部砂礫層上下２層間の火山灰性泥質層（風化テフラ）～上位砂礫層	スナモグリ巣穴 約 168.5m	海進進み水深が深まりつつある頃の潮間帯中部．上下２層砂礫層は-5 で収束．
長石層上部層，下部層境のリモナイトバンドを挟む下位～上位	1-12	リモナイトバンドを挟み直上位の砂層～直下位の砂層	コメツキガ二巣穴 約 166m	潮間帯
	7-7	リモナイトバンド下方の泥質砂層上部	カニの巣穴　約 159.5m　長い管状で屈曲，同心円模様	離水後の低海面期の潮間帯
		厚いＫＬＰ群下位の砂層の直下位火山灰質粘土～55cm 厚火山灰質層	カニの巣穴 約 160.5m	砂層下位の低海面期相当の潮間帯
	1-13	リモナイトバンド上位火山灰質性シルト層	チコカニの巣穴 約 171～172m	離水後の低海面期の潮間帯中部
長石層上部層最大海進層準～上位	1-12	傾斜するリモナイトバンド頂面下方 3m	スナガ二の巣穴 約 167m	砂浜満潮線
	1-8	厚いＫＬＰ群直下位 最大海進上位	チコカニの巣穴 約 173.5m 以下	海退に転じた後の潮間帯中部
上総丘陵隣接域の地層	11-1	浅海化層準泥質層中の薄い砂礫層を挟む下位～上位及び谷部	アナジャコの巣穴 約 173m～168m	堆積による浅海化に伴う潮間帯中部（上方に）及び海退に伴う潮間帯中部（拡大）
	11-2	泥質砂層中の薄い砂礫層を挟む下位～上位	アナジャコの巣穴 約 166m～168m 以上	上方に潮間帯中部
	11-3	粗砂層あるいは砂泥質層（比較的古い）	アナジャコの巣穴 約 144m～164m	上方に潮間帯中部
	11-4	砂泥層（比較的古い）と上位の侵食面をもつシルト礫層	アナジャコとスナモグリの巣穴．アナジャコの巣穴（上位）　約 166m 以下．約 166m～169m 以上	砂泥層は潮間帯，シルト礫層上方に潮間帯中部
	11-5	基盤砂層と上位の砂礫層～砂泥質層と谷部	アナジャコの巣穴 約 150m～165m	浅海化および砂礫層侵食面と上位の砂泥質層及び谷，潮間帯中部（上方に）拡大
	12-1	浅海化層準中砂泥質層	アナジャコの巣穴 約 179m～182m 以上	砂礫層侵食面と海進，浅海化，潮間帯中部
	12-2	薄い砂礫層と上位の砂層あるいは砂泥層	アナジャコの巣穴 約 186m～187m 以上	浅海化と潮間帯中部（上方に）

表１．長石層及び上総丘陵隣接域の地層で見られた生痕化石　歌代．堀井，1964，1965・市原，1996 参照．二重線枠下部層

長石層堆積期と地形生成　①潮間帯の陸側には旧汀線が想定されるが生痕化石以外の層序・層相，小ユニットも考慮すると，これらの旧汀線は時期こそ違うが，多くが標高 186m の平坦面の内外域に生成したと考えられる．②しかし，長石層下部層の最高海進の時期には，上総丘陵隣接部，標高 180m の等高線付近（切峰面図）まで入った可能性がある．③ステージ５ｃの旧汀線位置は，標高 186m の平坦面付近にあってはこれを囲むようにあったものの標高 170m（切峰面図）を超えるものであった．上総丘陵隣接域では，標高 186m の平坦面域との間に旧汀線（侵食谷）を入り込ませ現在に見る残丘状地形形成がすでに開始されていた可能性がある．

P-49

中国北部の下部更新統から発見されたムカシマンモスの祖先

樽野博幸（大阪市立自然史博物館）

魏　光飈（大阪市立大学・中国科学院古脊椎動物古人類研究所）

Hiroyuki TARUNO and Guangbiao WEI: A probable ancestor of *Mammuthus protomammonteus* from the lower Pleistocene of north China.

1．はじめに

日本の鮮新・更新統からは多くの長鼻類化石が産出している．これらの化石については分類学的研究が進められ，また広域火山灰層による化石産出層の対比が可能となったことから，生層序学的な整理が進んでいる（樽野,1999）．すなわち，本州・四国・九州では下位から順に，シンシュウゾウ*Stegodon shinshuensis*（あるいはミエゾウ*S. miensis*），アケボノゾウ類似種*S.* aff. *aurorae*, アケボノゾウ*S. aurorae*, ムカシマンモス*Mammuthus protomammonteus*, トウヨウゾウ*S. orientalis*, ナウマンゾウ*Palaeoloxodon naumanni*が産出する．これらの長鼻類の起源は，いずれもユーラシア大陸に求められると考えられる．実際，中国からは日本産のものと同種の*S. orientalis*ならびに*P. naumanni*の産出が報告されており，*S. shinshuensis*は中国の*S. zdanskyi*と近縁あるいは同種とされている．また*S.* aff. *aurorae*および*S. aurorae*は日本固有種であるが，*S. shinshuensis*の子孫と考えられる．ところが，中国ではこれまで*M. primigenius*以外の*Mammuthus*属に関する研究は不十分であり，*M. protomammonteus*に似た形態を持つ標本は未報告であった．

2001年以来，筆者らは中国北部での長鼻類化石に基づく鮮新・更新統の生層序区分を確立するために，中国各地で保管されている標本の調査を行ってきた．その過程で，河北省泥河湾盆地の下部更新統から，*M. protomammonteus*に類似の化石が産出していることが明らかになったので報告する．

2．化石産地と産出層準

泥河湾盆地東部に発達する淡水成の更新統である泥河湾累層からは，多くの遺跡が発見されている．今回報告する化石はこれらの遺跡のひとつである马圈沟遺跡の第３文化層から産出した．第３文化層の8m上位には同遺跡の第１文化層が挟在し，岩相層序学的にさらにその12ないし20m上位に位置する小長梁遺跡（谢飞・李珺 1993; 卫奇ほか, 1999）の古地磁気年代は1.36Maとされている (Zhu *et al.*, 2001; Zhu *et al.*, 2002).

3．化石の形態について

発見された化石は上下の右第３大臼歯と左上第２大臼歯ならびに右切歯破片である．臼歯の摩耗面で見られるエナメル輪の形態，エナメル褶曲の発達程度から，こ

れらの臼歯は*Mammuthus*属に所属することは明らかである．さらに，第３大臼歯の近・遠心副咬板を除く咬板数は上顎で$17^{1/2}$，下顎で17であり（$^{1/2}$は完全な咬板の間に見られる不完全な咬板を示す），*M. trogontherii* における咬板数の変異範囲に含まれる．その他の形態でも*M. trogontherii*と区別することはできない．

これまでも泥河湾累層中の東谷坨遺跡と小長梁遺跡からは，長鼻類化石が発見されていたが，それらはいずれも*Palaeoloxodon.* sp.とされていた（卫奇ほか,1985；汤英俊ほか，1995）．しかしこれらの資料についても再検討したところ，いずれも马圈沟産のものと同様の形態を持つことが明らかになった．

４．発見の意義

日本産の*M. protomammonteus*は，約120万年前に出現する．そして小さいことを除くと马圈沟産をはじめとする泥河湾累層産の*M. trogontherii* とよく似た形態を持っている．このような両者の形態の類似，年代そして地理的関係を考慮すると，両者は系統的にきわめて近縁であり，前者は後者の子孫であった可能性が高いと考えられる．

さらに，马圈沟産の*M. trogontherii*は，これまで知られている*trogontherii* -typeの*Mammuthus*の中ではもっとも古い年代のものとなり，ユーラシア全体の*M. trogontherii*が，中国北部を起源として拡散した可能性が高い．

《引用文献》

汤英俊・李毅・陈万勇(1995)　河北阳原小长梁遺址哺乳类化石及其时代．古脊椎动物学报，**33**, 74-83.

樽野博幸(1999)　日本列島の鮮新統および中・下部更新統産長鼻類化石の産出層準．地球科学，**53**, 258-264.

卫奇・侯亚梅・冯兴无(1999)　许家坡石製品．龙骨坡史前文化志，**1**, 119-127.

卫奇・孟浩・成胜泉(1985)　泥河湾层中新发现一处旧石器地点．人类学学报，**4**, 223-232.

谢飞・李珺(1993)　岑家湾旧石器时代早期文化遺物及地点性質的研究．人类学学报，**12**, 224-234.

Zhu, R.X., An, Z.S., Potts, R. and Hoffman, K.A. (2002) Magnetostratigraphic dating of early humans in China. *Earth Science Reviews*, **1275**, 1-19.

Zhu, R.X., Hoffman, K.A., Potts, R., Deng, C.L., Pan, Y.X., Guo, B., Shi, C.D., Guo, Z.T., Yuan, B.Y., Hou, Y.M., and Huang, W.W. (2001) Earliest presence of humans in northeast China. *Nature,* **413**, 413-417.

P-50

岩手県大迫町風穴洞穴遺跡の後期更新世と完新世の哺乳類化石群集の概要

河村善也（愛知教育大学）

Yoshinari KAWAMURA: Late Pleistocene and Holocene mammalian fossil assemblages from the Kaza-ana cave site, Ohasama, Iwate Prefecture, northern Japan

風穴洞穴は，岩手県大迫町の八木巻川に沿った石灰岩の斜面に開口する小規模な横穴型の鍾乳洞である．この洞窟は，その洞床の堆積物から縄文時代の人工遺物が発見されたことで遺跡であることが明らかになり，1996 年から 1999 年にかけて東北大学医学部と慶応義塾大学文学部を中心とする「アバクチ洞穴・風穴洞穴発掘調査団」によってその発掘調査が行われた．調査の結果，その堆積物には後期更新世から完新世にかけての非常に豊富な哺乳類化石が含まれていることがわかり，その研究を演者が分担して行うことになった．発掘期間中に現地で採取されたり，発掘期間後に演者の研究室で堆積物中から抽出した哺乳類化石は膨大な量におよび，その研究は現在まだ途上である．しかし，これまでの研究でこの化石群集が，東北地方における後期更新世～完新世の動物相の変遷史や当時の環境を復元する上できわめて重要なものであることがわかってきた．そこで今回は，これまでの研究で明らかになったこの化石群集の概要を報告し，それをもとにこの地域における後期更新世～完新世の動物相の変遷史を考えてみたい．

風穴洞穴遺跡の堆積物は石灰角礫を含む泥で，図 1 のように 1 層から 5 層に区分されている．そのうち 3 層と 4 層の間で堆積物の色調や岩相が大きく変わり，出土遺物や ^{14}C 年代の測定値から 1～3 層が完新世，4 層と 5 層が後期更新世のものとされている（ただし 5 層はほとんど化石を含まない）．このような堆積物から産出した主な哺乳類化石の種類を図 2 に模式的に表した．4 層から 1～3 層にかけて，食虫目では絶滅種のニホンモグラジネズミや現在は高山棲のシントウトガリネズミ，ヒメヒミズ，ミズラモグラが見られなくなる．翼手目ではヒナコウモリ科が

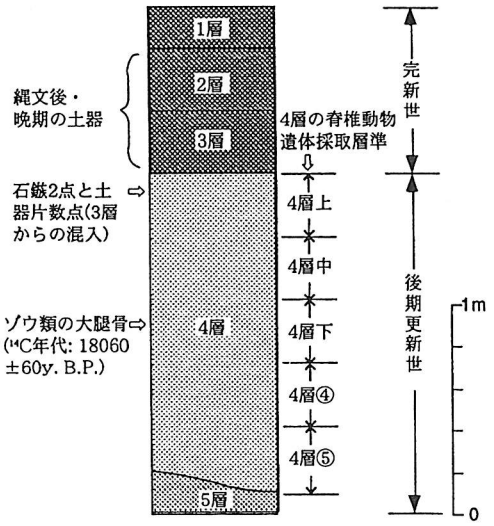
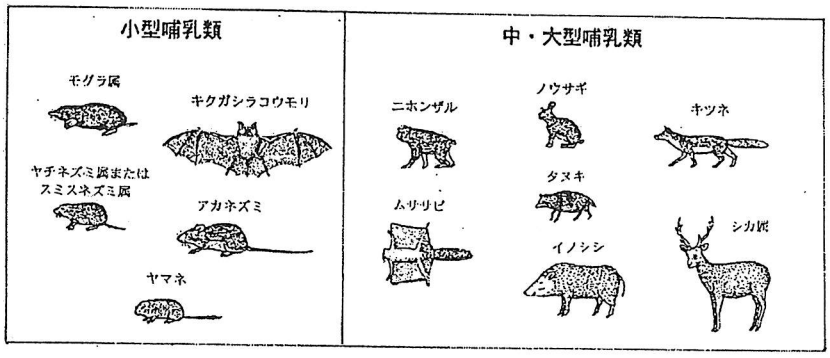


図1　風穴洞穴遺跡の堆積物の模式的な層序と4層中での脊椎動物化石採取層準．1層と2層は黒褐色の泥，3層は黒色の泥，4層は褐色の泥，5層は赤褐色の泥で，3層と4層の間で色調や岩相が大きく変化する．

激減し，齧歯目では，4 層で見られるヤチネズミ属またはスミスネズミ属（臼歯に歯根の見られるもの）やブランティオイデスハタネズミに近似の種類，ニホンムカシハタネズミ？といった絶滅種やそれに近いものが，1～3 層では見られなくなる．食肉目では 4 層で見られるヒグマ属？やアナグマ属（大型の種類），テンなどが 1～3 層では見られなくなり，1～3 層ではキツネとタヌキが多くなる．

また，4 層から産出する長鼻目のゾウ科の動物（おそらくは絶滅種）は 1～3 層では見られなくなる．偶蹄目では現在の日本に分布しないヘラジカが 4 層から産出し，カモシカ属もその層から多産するが，1～3 層ではそれらは見られなくなり，かわってイノシシとシカ属が優占する．このような変化をもとに，この地域における後期更新世の動物相の特徴や他地域からの動物群の移動，後期更新世から完新世にかけての動物相や環境の変化について説明する．

1～3 層（完新世）



4 層（後期更新世）

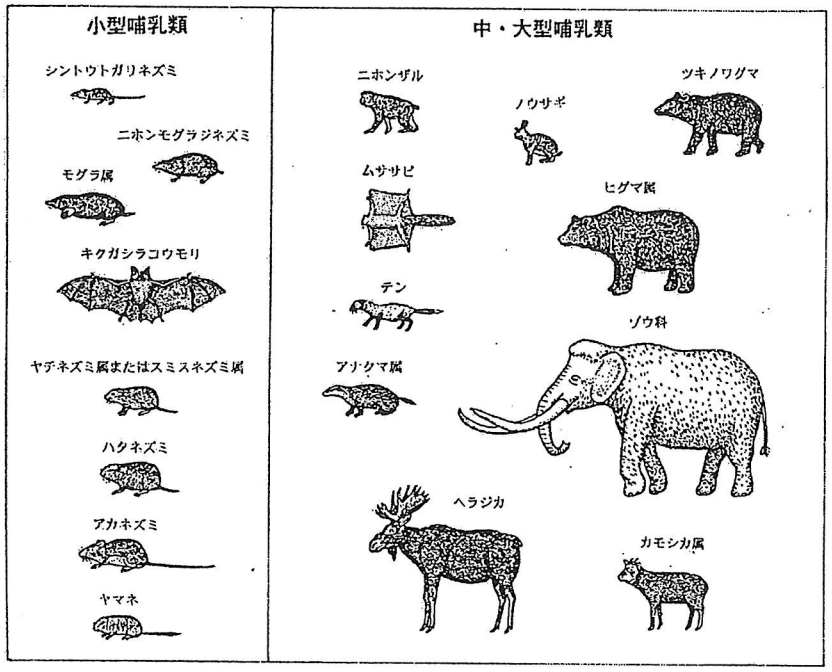


図2　風穴洞穴遺跡の4層から1～3層へかけての哺乳類遺体の変化から推定される後期更新世～完新世の動物相の変化．図中のノウサギとムササビはそれぞれ兎目と齧歯目に属しており，これらの目の動物は小型哺乳類とするのが一般的であるが，ノウサギやムササビはこれらの目の中では大型の種で，一般に中・大型哺乳類とされる食肉目の小型の種と同程度かそれよりやや大きいので，この図では中・大型哺乳類の枠の中に入れてある．

P-51

長野県北相木村栃原岩陰遺跡から出土したシカの年齢構成

利渉 幾多郎（大阪市立大学）

Ikutaro RISHO: Age Structure of the Deer Remains from the Tochibara Rock Shelter Site, Kita-aiki, Nagano Prefecture, Central Japan

遺跡から出土する動物遺体を研究することはその時代の動物相を明らかにするだけでなく，当時の人の生業を復元する上で重要である．とりわけ日本では縄文時代とそれ以降の遺跡からシカが数多く出土しており，その年齢構成を明らかにすることは，当時の狩猟活動の復元に役立つ．一方，近年になって多くの種類の哺乳類について正確な齢査定法が開発されているが，遺跡から出土した哺乳類について年齢構成が定量的に研究された例は少ない．今回研究結果を発表する栃原岩陰遺跡は土器や石器，人骨などに伴って膨大な量の哺乳類遺体が出土しており，その中にはニホンジカ（*Cervus nippon*）が最も多く含まれていて（宮尾ほか，1980；Risho and Excavation Group of the Tochibara Rock Shelter Site, 2003），それらニホンジカの遺体はそのような年齢構成の研究に好適な材料となっている．本講演では，この遺跡から出土したニホンジカの下顎骨と下顎頬歯から求めたニホンジカの遺体群集の年齢構成について報告する．

栃原岩陰遺跡は長野県の千曲川上流の北相木川に面したノッチを利用した岩陰遺跡で，出土した土器片と放射性炭素年代の測定値から，縄文時代草創期から早期のものとされている．ニホンジカの遺体は，このノッチを埋めた厚さ約 5.6m の遺物包含層から出土し，その中で齢査定に適するものは，下顎骨が 115 点，遊離した下顎頬歯が 169 点であった．これらの標本については大泰司（1980）にしたがい，1.歯の交換・萌出，2.歯頸線の出現，3.咬合面の磨耗度，4.臼歯率（歯冠幅×歯冠高）によって個々に年齢査定を行った．

本遺跡の発掘調査は第Ⅰ区から第Ⅴ区の区画に分けて行われたが，第Ⅰ区～第Ⅳ区

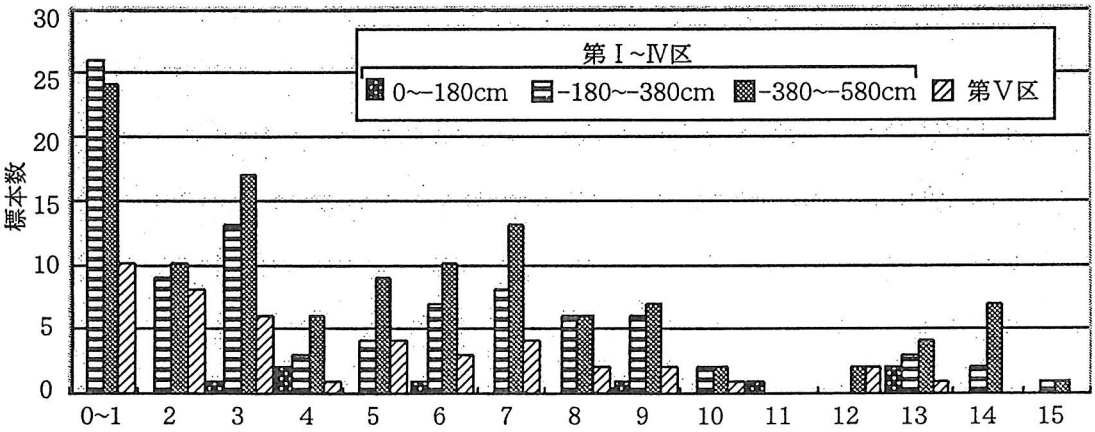


図1　栃原岩陰遺跡から出土したシカの年齢別標本数

と第Ⅴ区は位置的にも離れており，堆積物の層位的な相互関係も明らかにされていないため，本研究では第Ⅰ区～第Ⅳ区と第Ⅴ区を区別して取り扱った．また，発掘当時の記録によれば，本遺跡の堆積物は詳しい層位の把握が難しかったため，岩陰内堆積物の上面を基準として 10cm 毎に遺物の出土レベルが記録されている．Risho and Excavation Group of the Tochibara Rock Shelter Site (2003) はこのようなレベルをもとに第Ⅰ区～第Ⅳ区から出土した哺乳類遺体を整理し，0～-180cm のレベルでは哺乳類はほとんど何も出土せず，-180～-380cm のレベルではシカやイノシシなど大型の哺乳類が多く，-380～-560cm のレベルでは小型から大型まで同定できたすべての種類の哺乳類が出土することを明らかにした．このようなレベルによる違いは，各レベルの時代差や，縄文人による岩陰利用の時代的な変化，狩猟などの生活スタイルの時代による変化を示すものと考えた．本研究では第Ⅰ区～第Ⅳ区から出土した標本については，0～-180cm，-180～-380cm，-380～-560cm の各レベルに分け，求められた年齢構成をヒストグラムに，各レベルにおける 0~1 歳の幼獣・亜成獣，および 10 歳以上の老獣の割合を帯グラフで図に表した（図 1, 2）．

本遺跡のシカの年齢構成は全体的には若齢なものが多く，老齢なものほど少なくなるという現生のシカの年齢構成（大泰司，1976 など）に近いが，それと詳しく比較すると，全体に占める 0~2 歳の若齢な標本は少なく，7 歳を中心とする年齢と 13~14 歳に標本数のピークが見られる．また標本数の多い-180～-380cm と-380～-560cm の年齢構成の割合をみると，-180～-380cm では 0~1 歳の割合が高く，10 歳以上の割合は低くなっている．

以上の結果から，本遺跡ではある程度はランダムな狩猟が行われているが，なるべく若齢な個体は狩猟対象とはせず，体が大きく成長した成獣を主な狩猟対象としていたことが推定される．また時代と共に若齢の標本の割合が高くなることから，シカに対する狩猟圧が高まっていったことも考えられる．さらに他の遺跡の研究と比較すると，3 歳にピークがあり，それより若齢および高齢なほど標本数が少ない鳥浜貝塚の例（西田，1980）よりも 6 歳前後にもピークの見られる帝釈観音堂遺跡（河村，1984）の例に近く，同様の時代でも海岸部と山間部とでは狩猟に対する規制や動物側の狩猟に対する抵抗力（生息数の維持など）に違いがあることが推測される．

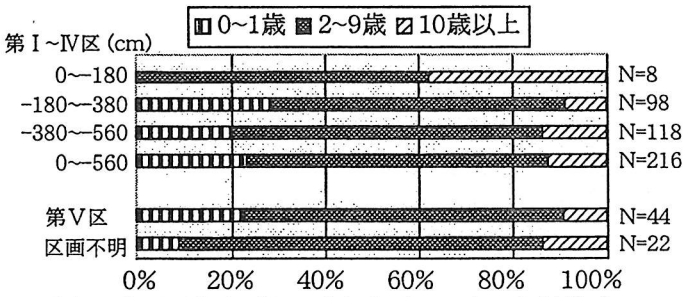


図2　各区画およびレベルにおけるシカの年齢構成

P-52

石器の磨耗度による「原位置」と一括遺物の判定

－旧石器ねつ造問題と関連して－

中村由克（野尻湖ナウマンゾウ博物館）

Yoshikatsu NAKAMURA: Estimation of "*In situ*" and "*Hoard*" judging from the Wear Degree of Stone Implements

1．はじめに

日本列島における旧石器時代遺跡では、一般に石器の製作途上の剥片・砕片、そして石器完成品などが多く出土するが、礫群や配石を除いて遺構はほとんど発見されない。また、動物骨などの有機質は残されることが極めて希である。このため、日本の旧石器研究では、石器研究が主流であるが、石器の製作、使用などの考古学的側面のみが追求されてきた。しかし、これらの石器は廃棄後、地表を移動し、堆積物の１つとして地層中に取り込まれ、埋蔵されている。本研究は、石器の堆積物としての側面を研究する方法の１例である。

2．石器磨耗度の測定

石器の磨耗は、縁辺からはじまり、稜線の磨耗がすすみ、さらに、剥離面に面的な磨耗がはじまると、表面に濁り（くもり）ができる。石器の磨耗度は堆積学における「礫の円磨度」の考え方を応用し、０から1.0の１０段階の数値で表現する方法をとった。石器は実体双眼顕微鏡（10-40倍）を用いて、石器表面の観察をおこない、測定結果は石器の最大長のφ値と磨耗度の関係をグラフに示した。

3．石器の磨耗度と遺跡の堆積環境

長野県信濃町の野尻湖遺跡群の異なった堆積環境にある遺跡を選び、磨耗の基準を検討した。丘陵上に立地する貫ノ木遺跡は、磨耗度0.1～0.3で、平均0.2。磨耗が少ないものがまとまっており、堆積時の移動量が少ない原位置に近い状態を保っている一括性のある石器群と推定される。

仲町遺跡は、野尻湖から流れ出す河川の砂礫層の中に包含層があり、磨耗度が0.6～0.95で、黒曜石の平均0.777。それ以外の石材は平均0.658。磨耗度がかなり高いものが集中しており、堆積過程で大きな移動を被った石器群であり、堆積条件としては一定のものが集中する一括資料であるが、考古学的には異なったブロックなどの資料が混在したものと判断される。黒曜石製のものはそれ以外の石材よりも、平均値で0.1程度、磨耗度が高い傾向があるが、遺跡、地点ごとの変異よりも石材による数値の違いは小さく、とりあえずは石材の違いはあまり考慮しなくてもいいと思われる。

野尻湖底の立が鼻遺跡は、水成の野尻湖層の中に遺物が包含され、磨耗度0.4～0.95で、平均0.76。湖水中で漂流して堆積した資料とみられ、比較的大きな磨耗度に集中した数値を示す。堆積条件としては一括性のある資料といえるが、考古学的には起源を異にした資料群である。

丘陵上の弱い谷地形の中にある照月台遺跡は、磨耗度は下位層準の領域Ⅰが、0.1～0.4で、平均0.225。移動量の少ない一括性のある石器群である。中位の領域Ⅱは、0.1～0.7で、平均0.333。上位の領域Ⅲでは、0.1～0.8で、平均0.38。どちらも本来は領域Ⅰと同一の石器群であったものが、堆積過程で上位層に遊離した、移動量の大きな石器群で、磨耗の多いものと少ないものが混在している資料群だと推

定される。地形的にやや不安定な場所であるため、原位置に近い状態にある石器とかなり再移動を繰り返して上位層に浮き上がっている石器とがあることがわかる。

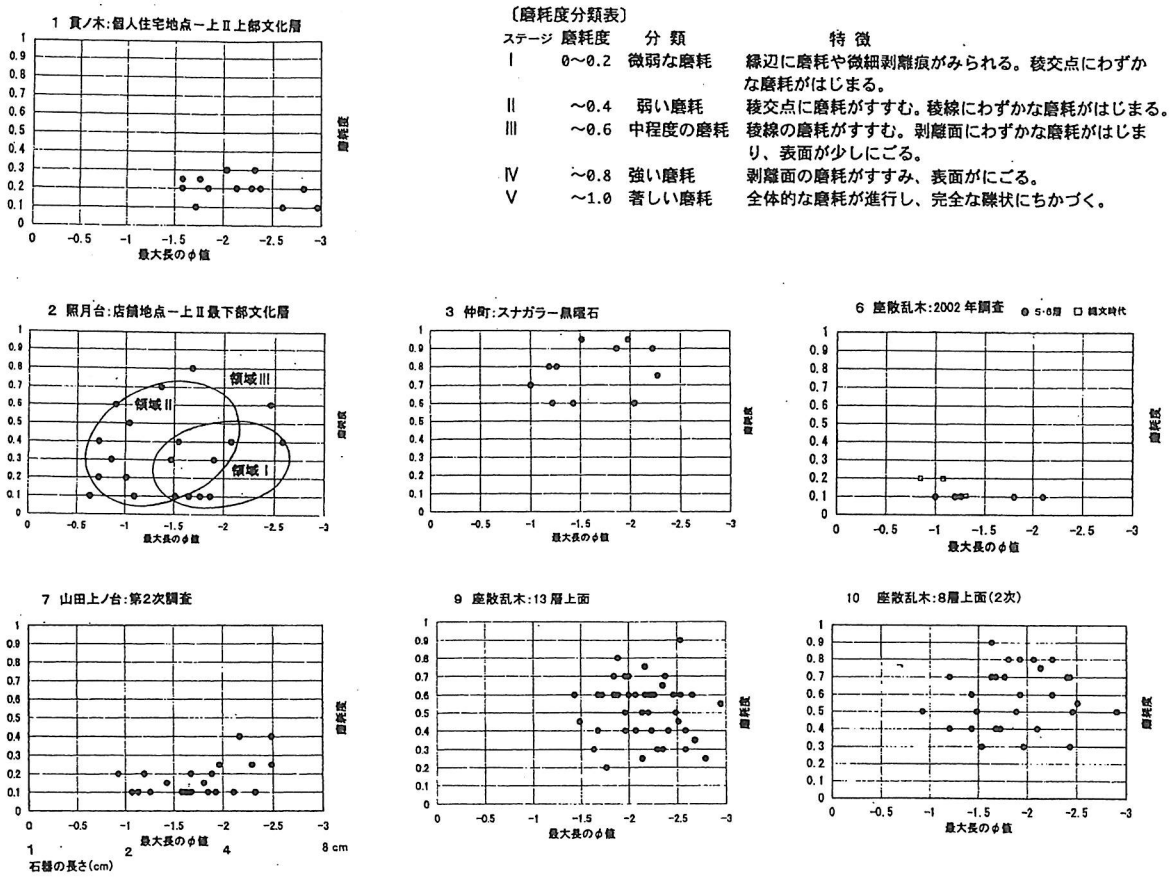
4．石器ねつ造問題に絡んだ遺跡出土の石器の分析結果

石器磨耗度からみると、宮城県の座散乱木遺跡の2002年調査の５層・６層、山田上ノ台遺跡第２次調査資料などは、きわめて磨耗度が小さく、一括性のある石器群であることがわかる。とりわけ、座散乱木遺跡の本来のものと思われる石器群は、点数は少ないながら、この遺跡が石器堆積過程で再移動することが少ない、「原位置」に極めて近い安定度の高い遺跡であることを示唆している。

一方、従来の発掘で出土したとされる座散乱木13層上面、８層上面、6c層上面、山田上ノ台第１次調査、福島県大平、竹ノ森などの石器群は、それぞれが一括性を持たないというだけでなく、磨耗度が高いので、本来、これら遺跡にあったものではない「ねつ造」で持ち込まれた「異地性」の石器であるということが判断された。

5．まとめ

このように、石器の磨耗度測定は石器群の一括性を判断する際に有効な方法であるが、さらに、ねつ造が行われた遺跡の石器群の分離や、あるいは遺跡、ブロック単位での生活面の安定度を相対的に評価するための具体的な指標を提供する研究方法である。



〔磨耗度分類表〕

ステージ	磨耗度	分類	特徴
Ⅰ	0～0.2	微弱な磨耗	縁辺に磨耗や微細剥離痕がみられる。稜交点にわずかな磨耗がはじまる。
Ⅱ	～0.4	弱い磨耗	稜交点に磨耗がすすむ。稜線にわずかな磨耗がはじまる。
Ⅲ	～0.6	中程度の磨耗	稜線の磨耗がすすむ。剥離面にわずかな磨耗がはじまり、表面が少しにごる。
Ⅳ	～0.8	強い磨耗	剥離面の磨耗がすすみ、表面がにごる。
Ⅴ	～1.0	著しい磨耗	全体的な磨耗が進行し、完全な礫状にちかづく。

石器の磨耗度グラフ

P-53

遺跡発掘調査に係る各種微化石ダイアグラム入力フォーマットについての提言

渡辺正巳・渡野徳彰（文化財調査コンサルタント(株)）

Masami WATANABE, Noriaki WATANO : Suggestion aout the input format for The microfossil diagram

近年の発掘調査の増加、自然科学分析の普及に伴い、微化石分析が行われる機会が多くなっている。しかし、研究者（業者、ラボ）毎に用いるソフトが異なっているため、デジタルデータの互換性が無いのが現状である。このため、データを引用する際に浪費される時間には、計り知れないものがある。また、依頼主である教育委員会等にとっても、（今後立案されるであろう）各種データのデータベース化に際し、時間の浪費が避けられない状況である。そこで、入力フォーマットの研究者（業者、ラボ）間での統一が必要となって来る。

入力フォーマットについて花粉化石に限ってみれば、「Tilia」というフォーマットが世界的に使われている。しかし「Tilia」は日本語に対応しておらず、我国での文化財関係のデータフォーマットとして適しているとは言い難い状況である。

そこで、「各種微化石分析」データの他、「試料深度」データ、「柱状図」データを同時に保存することを基本とし、その他多くの資料（データ）を残すことが可能な、D.M.D (Draw up Microfossil Diagram)マスターシートの普及を提言する。

D.M.D.マスターシートの詳細

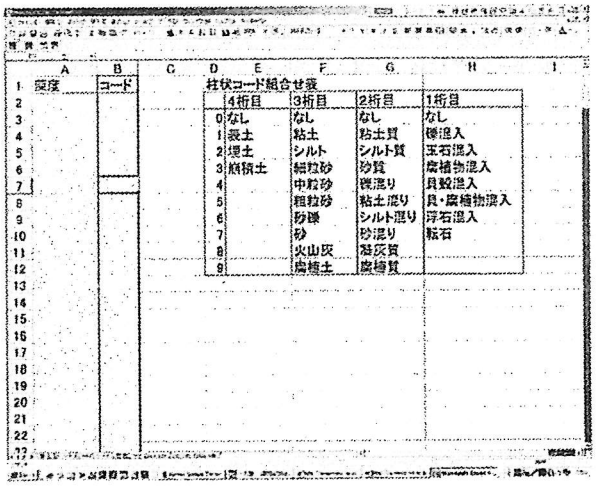
おそらく国内で最も普及している<u>Microsoft社Excel</u> によるファイルを用いた。　ファイルは「柱状シート」、「微化石シート」、「polcode」、「POLBUN」、「diacode」、「DIABUN」、「polcode」の各シートからなる。図1～図6に各シートのイメージを示す。

「柱状シート」では、柱状図の下限深度（GL-m）と層相をコードを入力する。また、開いたセルには^{14}C年代などのデータを層準毎に書き込むことが出来る。

「微化石シート」では、柱状図名（地点名）、試料No.、試料の上下限深度（GL-m）、検鏡データを書き込む。種類名はコード化し「***code」、「***BUN」の各シートに別途書き込む。

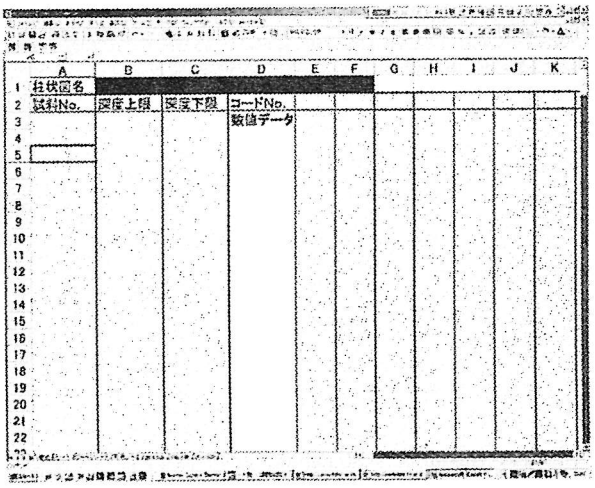
「***code」中のD列（分類コードの番号）が、「***BUN」中のA列（分類コードの番号）と一致する。

また、D.M.Dマスターシートは、http://www.cons-ar.co.jp/よりダウンロードすることが出来る。



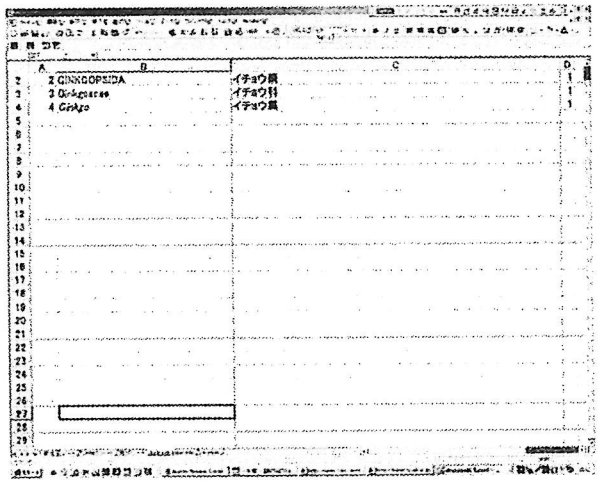
深度	コード	柱状コード組合せ表			
		4桁目	3桁目	2桁目	1桁目
		0 なし	なし	なし	なし
		1 表土	粘土	粘土質	礫混入
		2 堤土	シルト	シルト質	玉石混入
		3 崩積土	細粒砂	砂質	腐植物混入
		4	中粒砂	礫混り	貝殻混入
		5	粗粒砂	粘土混り	貝・腐植物混入
		6	砂礫	シルト混り	浮石混入
		7	砂	砂混り	転石
		8	火山灰	凝灰質	
		9	腐植土	腐植質	

図1 柱状（図データ入力）シート



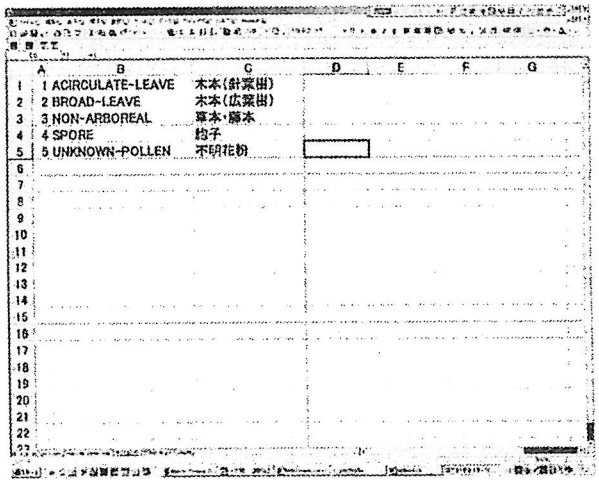
柱状図名									
試料No.	深度上限	深度下限	コードNo.						
			数値データ						

図2 微化石（データ入力）シート



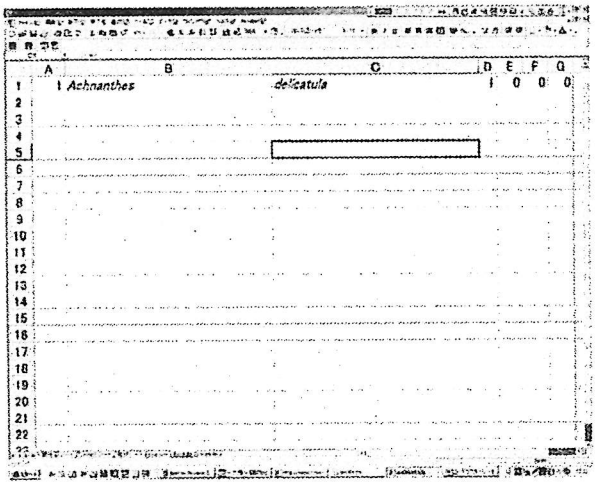
2 GINKGOPSIDA	イチョウ属	1
3 Ginkgoaceae	イチョウ科	1
4 Ginkgo	イチョウ属	1

図3 polcode（花粉コード）シート



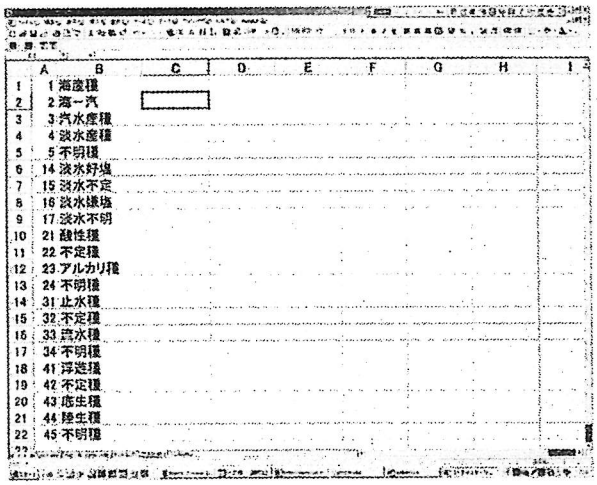
1 ACIRCULATE-LEAVE	木本(針葉樹)	
2 BROAD-LEAVE	木本(広葉樹)	
3 NON-ARBOREAL	草本・灌木	
4 SPORE	胞子	
5 UNKNOWN-POLLEN	不明花粉	

図4 POLBUN（花粉分類コード）シート



1	Achnanthes	delicatula	1	0	0	0

図5 diacode（珪藻コード）シート



1	海産種
2	海～汽
3	汽水産種
4	淡水産種
5	不明種
14	淡水好塩
15	淡水不定
16	淡水嫌塩
17	淡水不明
21	酸性種
22	不定種
23	アルカリ種
24	不明種
31	止水種
32	不定種
33	流水種
34	不明種
41	浮遊種
42	不定種
43	底生種
44	陸生種
45	不明種

図4 DIABUN（珪藻分類コード）シート

S-1　大阪平野における難波累層（沖積層）の岩相層序の再検討

三田村 宗樹・橋本真由子（大阪市立大学理学部）

Muneki MITAMURA and Mayuko HASHIMOTO: Review on lithostratigraphy of Nanba formation ("Recent Alluvium") in Osaka Plain

大阪平野表層部に広く分布する沖積層は難波累層と呼ばれ，最終氷期最寒冷期以降の堆積物として定義されている．つまり，大阪平野の沖積層は，最終氷期最寒冷期以降の堆積物とされ，約2万年以降の地層と定義されている．従来，大阪平野で実施された放射性炭素年代測定の結果から，難波累層の下限は，大阪平野東部地域の大東市深野南の標高-19m の泥炭層の下限にある（この泥炭層の 2m 上位の泥炭層から19,800yrBP の年代測定値が得られている）．

一方，難波累層の下位の砂礫層は，天満層と呼ばれている．天満層に関しては，その構成が粗粒堆積物を主とするため，化石や年代に関する資料が乏しい．市原(1970)が指摘するように，天満層を低位段丘構成層(富田累層)の相当層(最終氷期の堆積物)として限定して扱うべきである．しかし，上記のような理由で，難波累層の下位で，Ma12 層の上位に挟まれる粗粒層を便宜的に天満層と呼んできた経緯がある．このため，Ma12 層(最終間氷期堆積物)上位の海退期の堆積物(中位段丘面を形成している)，最終氷期の堆積物および難波累層の最下部に含まれる可能性がある．

天満層は，沖積層下位に存在する顕著な砂礫層と見なされがちである．大阪平野西部の平野地下では，沖積層直下に厚さ数 m～10m の礫層が広く分布し，その直下に Ma12 層が存在する．しかし，周辺地域に範囲を広げて Ma12 層から Ma13 層までの地層を比較すると，どの地域も共通して礫層だけからなるわけではない．大阪平野の東大阪鴻池や大阪南港では，砂礫層とシルト・粘土層との互層状を呈している．神戸沖の同様の層準の岩相も，東大阪鴻池や大阪南港の地域と類似していて砂礫層中に粘土・シルト・腐植土層を挟む互層である．地層の厚さは，OD-1 ボーリング地点に対して 3～6 倍もある．特にポートアイランド沖の同層準の地層の厚さは，最も厚い．これに対して，大阪市港区田中元町で行われた OD-1 ボーリングでは，Ma12 層の直上に厚さ約 8m の礫層が挟まれている．この礫層は従来から天満層とされている．この顕著な礫層は，大阪平野西部の淀川に沿う低地部で広い範囲に追跡できる．Ma12 層上面標高を検討すると，北東－南西方向に安治川付近に軸をもつ南西に開いた谷地形がみられ，この地域で Ma12 層が谷状に侵食されている． Ma12 層の厚さもこれに応じて薄くなっている．Ma12 層上位の谷地形を埋積するように分布する礫層の年代値は，10,000yBP

をやや上回る年代となり，この礫層が難波累層に含まれるものである．つまり，大阪平野の淀川河口域に分布する天満層とされていた礫層は，難波累層の最下部に属するものとなる．また，上町台地の北側に分布する砂堆も従来は更新統とされてきたが，^{14}C年代値から，完新世以降の海進にともなって形成されたものであり，難波累層中部の海成粘土層(Ma13 層)のと同時異相であることがわかっている．以上のような知見を踏まえて，関西地盤情報活用協議会のボーリングデータベースを用いて再検討を行った．

図1に大阪平野西大阪地域の断面の一例を示す．B-B'断面は淀川河口を横切る断面である．猪名川付近の地下で Ma12 層上面が削り込まれ，淀川を中心とする広い谷が認められ，その谷底を覆って顕著な礫層が分布する．この礫層と猪名川から武庫川にかけての礫層とは 10m 近くの段差が認められる．猪名川から武庫川にかけて Ma12 層を覆う礫層は，伊丹段丘面をつくる伊丹礫層に連続する．従来は伊丹礫層と天満層は一連の堆積物とみられてきたが，このようにこれらの間には段差が生じていて，谷埋めの礫層は伊丹礫層より新しい堆積物であることがわかる．より上流の A-A'断面でも猪名川の河谷に沿って谷を埋めるように礫層が分布する．C-C'断面は，大阪港から猪名川東側に沿う断面である．上記の顕著な礫層が側方によく連続して分布し，Ma12 層およびその下位の地層を傾斜不整合に覆っている．

図2は，関西地盤情報活用協議会のボーリングデータベースを用いて難波累層最下部と見なされる礫層の分布を示した等層厚線図である．礫層は，淀川沿いを主の分布とするほか，猪名川東側にある谷に沿って連続している．また，東大阪地域にも，寝屋川や平野川に沿って一連の礫層が分布する．このように，現主要河川の地下に存在する旧河谷を埋積してこの礫層が発達している．図3にはこの礫層を難波累層に組み入れて作成した難波累層基底の等高線である．従来に増して，旧谷地形が明瞭に現れている．

礫層より上位の Ma13 層を挟む地層は，緩やかな傾斜を持ちながら難波累層最下部の礫層にオーバーラップする．淀川河口付近では最下部礫層と上位の堆積物は整合関係で累重するが，平野縁辺では，不整合関係をなすものとみられる．

以上のことから，大阪平野の主要河川の地下にある旧河谷を埋積して分布する礫層は，難波累層最下部の礫層であり，2 万年前～1 万年前までの晩氷期に主に形成された谷埋めの河川成堆積物と考えられる．

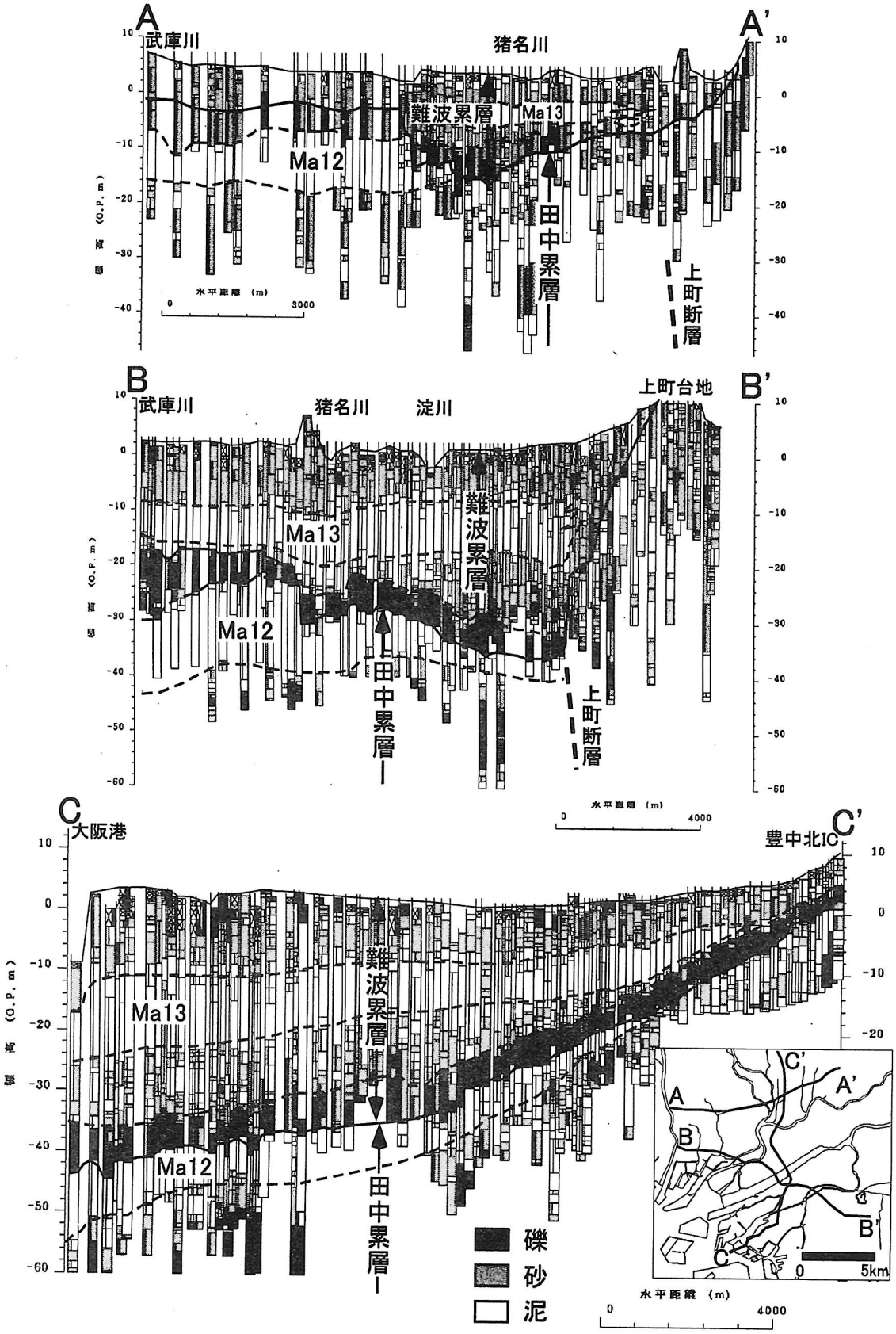


図1　西大阪地域の地質断面の一例

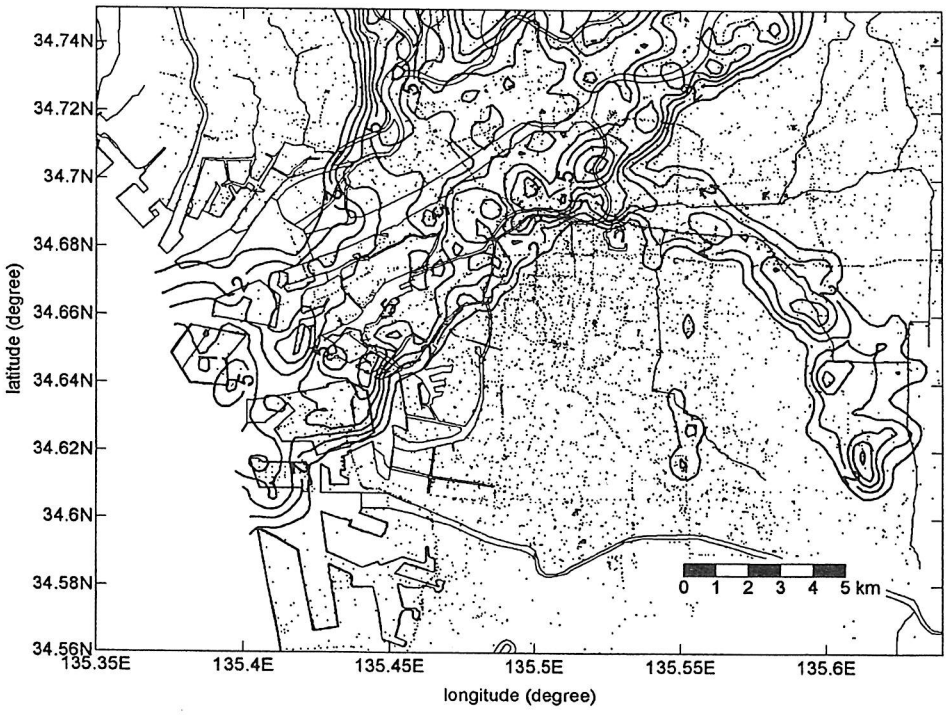


図 2 難波累層の最下部礫層となる礫層の層厚分布

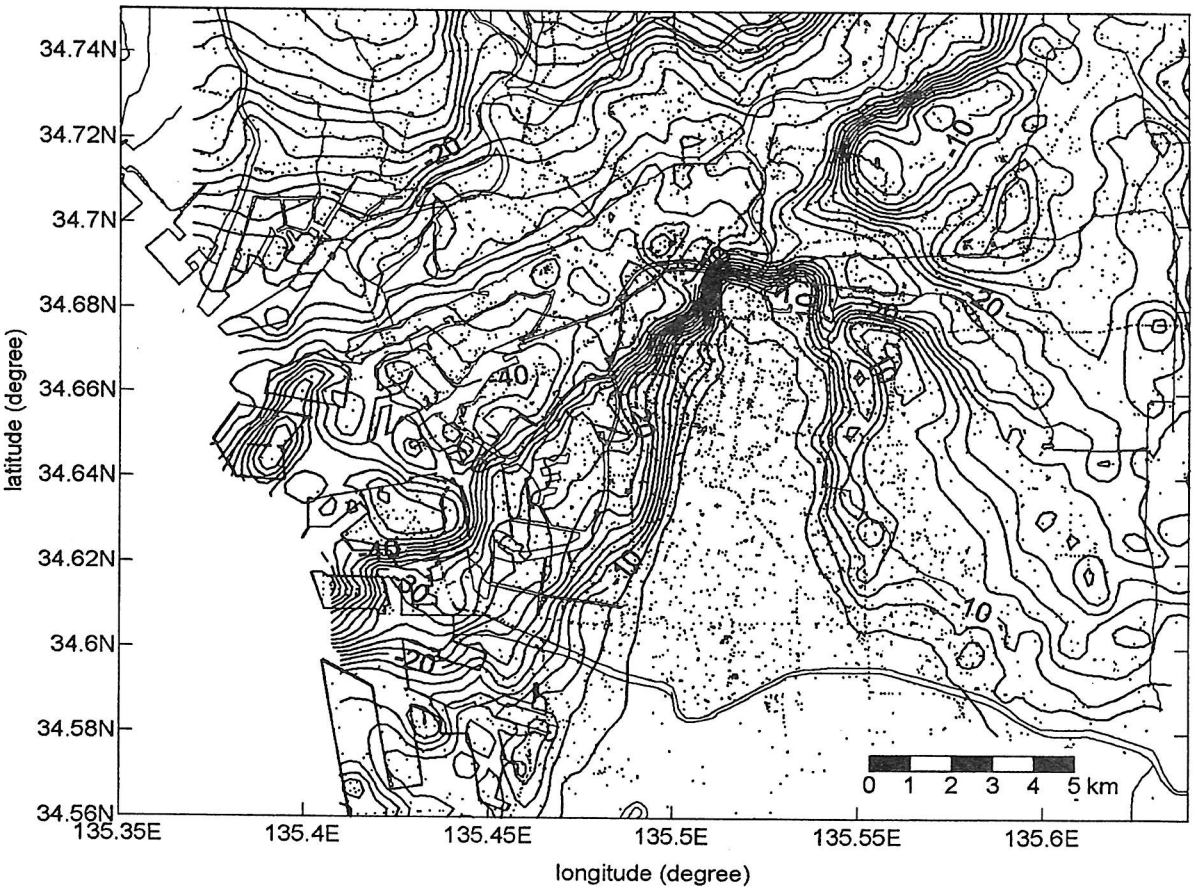


図 3 難波累層の基底面の標高分布

S-2

大阪府河内平野沖積低地南部，旧大和川分流路帯における完新世後半の河川地形変遷

松田順一郎（財団法人 東大阪市文化財協会）

Jun-ichiro MATSUDA: Late Holocene chages of fluvial geomorphology of the ancient Yamato river distributary area, southern Kawachi lowland plain, Osaka prefecture, Japan.

1. はじめに

本発表では，大阪府中央部に拡がる河内平野沖積低地の南部を流下していた旧大和川の分流路および氾濫原の過去約5000年間の地形変遷を，堆積物の累重と地形変遷の観点から推測するとともに，その河川プロセスへの人間活動のかかわり方を検討する．

2. 研究地域の概要

河内平野は，大阪府中央部の平野のうち，東西を生駒山地・枚方丘陵と上町台地に，南北を羽曳野・河内両台地と淀川に囲まれた，南北約20km東西約13kmの，基盤の沈降によって生じた堆積盆地で（図1），平野中央部では標高0～4m，平野南辺部では標高約10mである．縄文海進によって拡大した内湾に，約5000年前までに堆積した完新統沖積中部泥層(海成粘土層)は，低地の地下，約20m以浅に10数m以下の厚みで広く分布する．同層上面の深度は平野中央部では地表下8～9m(T.P.-3～-4m)，分布の南限付近では約12m(T.P.約-2m)である．その上位に，現在の地表面まで累重する上部砂層，頂部泥層，頂部陸成層は，淀川，旧大和川両川によって運搬され堆積した砂礫，泥からなる河成堆積物，細粒の砂とシルトを主とする潮汐性堆積物，平野中央部に近世まで残存した潟湖底とその沿岸，および両川の分流路間低地に堆積した，泥や未分解植物遺体を多量に含む亜泥炭質泥層を主とする湖沼性堆積物からなり，これらの累重は完新世後半の堆積環境，地形環境の変化を示唆する．

現在，堺で大阪湾に流入する，江戸時代(1704年)の人工水路より古い旧大和川は，石川と合流し，河内平野沖積低地の南部を分岐して北～西方向に流下し，低地中央部の内湾や潟湖に注いでいた．流域面積は，奈良盆地と石川流域を合わせて約916km^2．河内平野での河床勾配は分流路地帯上流区間では約2～2.5$_{0/00}$ 下流区間では0.2～0.3$_{0/00}$と推定される．

3. 方法・視点

過去の河川地形復原は，発掘現場での河川堆積物の観察，ボーリング資料での河川堆積物の認定，空中写真による流路跡の判読などによる．ここで河川堆積物とは，流路充填堆積物(おもに砂礫からなり，放棄流路では泥を含む)，ポイントバーなどの流路縁の側方付加堆積物(おもに砂礫)，自然堤防やクレバススプレーを構成する越堤および破堤堆積物(砂礫，泥からなる)である．これらの堆積物の粒径組成，堆積構造，累重様式には，過去の河川地形プロセスの特性の推測に有用な特徴がしばしば見いだされる(たとえばAllen, 1965; Collinson, 1986; Miall, 1992)．また，現在の河川の観察や水路実験によって得られた特性間の相関，因果関係にもとづき，限られた測定・観察結果から過去の河川の姿の推定が試みられており(たとえばSchumm et al., 1987; Williams, 1988; Bristow, 1996)，それらを参考した．

4. 分流路の変化

縄文海進高海水準期から古代までのいくつかの時間断面における旧大和川分流路地帯の河川と特徴的な氾濫原のようすを推測した(図2).

(1) 約5300年前の縄文時代前期には，低地中央部に海域が拡大した(図2a)．旧大和川の河口は南下し，平野への流入地点から河口までの流路長は短く，河床勾配は増加して，河口・汀線付近まで中礫以細の砂礫が堆積した．

(2) 約5000年前の縄文時代前期末～中期初頭(図2b)に，沖積上部砂層下底付近の砂礫からなる流路充填堆積物は，多くの場所で潮間帯堆積物の累重中に漸移的な層界をなして挟まれており，拡大した海域沿岸の堆積空間を縄文

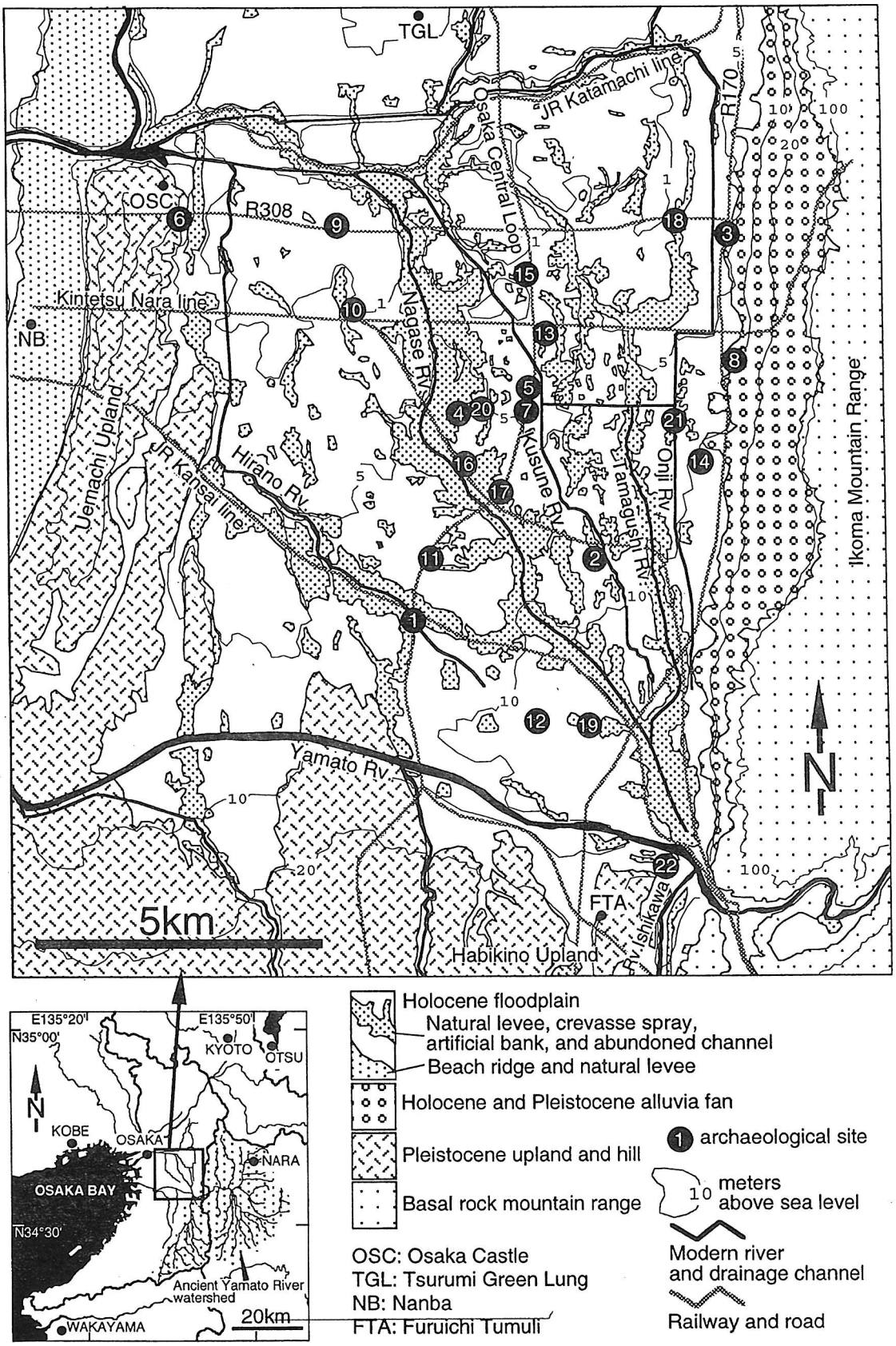


図1　河内平野とその周辺の地形分類，調査遺跡の位置図

時代後期まで継続的に埋積していった．分流路の流路長は伸びて，河床勾配は減少し，中・下流区間で堆積作用が卓越し，流路変更はさかんであったと考えられる．

(3) 約3500年前の縄文時代後期には，下部三角州地帯のほとんどに干潟潮間帯の堆積物が分布した(図2c)．流路長は伸び，河床勾配は減少したが，中・下流域の後背湿地での累重速度は遅かったと考えられる．

(4) 縄文時代晩期末までに累重した干潟潮間帯，潮上帯堆積物や中流域の後背湿地堆積物の上面付近には，多くの開析流路がみとめられる(図2d)．これらは湖水準の相対的低下によって生じ，干潟は離水した．下流区間で河床が低下するいっぽう，上流区間では堆積が進んだ形跡がある．

(5) 約2000年前の弥生時代中期(図2e)には、中流区間では、分流路のいくつかは開析流路の充填後、側方堆積作用が卓越するようになった(瓜生堂遺跡，大竹西遺跡)。弥生時代前期から中期に、湖水に近い低所で営まれた集落は、後期までに湖沼の泥層下に埋没しており、湖水面が相対的に上昇したと考えられる。河口三角州前面の湖はごく浅く、急速に自然堤防が発達するとともに、広い水域をともなう分流路間低地、後背湿地が拡大した。

(6) 約1800年前の弥生時代後期から古墳時代前期(図2f)には，上流区間の遷急点付近で大きく流路が振れるような流路変更が生じ，粗略に見れば，これまでの流路発達からとり残された分流路間低地，後背湿地を埋積するかたちで，流路が展開した．流路充填堆積物は粗粒化し，流路発達初期には上・中流区間では下刻が顕著であった．下流区間では亜泥炭層を含む泥を主とする氾濫原堆積物とともに，流路位置をほとんど変えず垂直的に厚く累重した．また，湖に向かって流路がさらに延びた．

(7) 奈良-平安時代には，長瀬川はすでに上流区間下部で発達した分流路が，いくらかの流路変遷をともなって，より下流区間の後背湿地を埋積し，流路を延長した(図2g)．古墳時代終末以後)の分流路は，上～下流区間で全体に河床勾配が小さく，緩やかな蛇行パターンをなす．大きな分岐点が分散しており，分岐角度が大きい．分流パターンが築堤や耕作地の拡がりに規制されていると思われる．

(8) 現地表面では，平安時代から江戸時代の人工流路への付け替えまでに発達し，天井川化したもっとも新しい流路とその自然および人工堤防の跡は，堤状の高まりとして識別され，クレバススプレーや，一時的に分岐した分流路が付随する．恩智川，楠根川，現在の平野川は，人工的に著しく改変された堤内地の排水流路で，これらも近世には，一部天井川化しており，堤内地の排水不良は顕著で，現在もポンプによる強制排水が続いている．

5. 河川地形変化と人間活動

過去5000年間に現れた，この分流路システムの変化を推定すると，この分流路が，気候変化による流出量・土砂流出量の変化などの上流側制約と海水準，湖水準の変動による下流側制約，さらに地盤運動をともなって，準定常的な閾値を越え，新たな流送機構を作りだす非線形的かつ非平衡的システムであることがわかる．

一般的に，人間の旧大和川分流路に対する合目的的活動は10^2年を越えてなされることはまれで，せいぜい10^1年オーダーの河岸に隣接する氾濫原の安定性や河川の変態，流路変遷と関連し、それらは1個人の生活誌の中で自明のことであったはずである．耕作地は新しい堆積物で埋没し，作りなおされ．集落はしばしば移動した．

いっぽう、数百年に1回の大洪水や流路変更は，人間活動の了解範囲を越えた出来事であった．古墳時代後半以後には、分流路地帯を含む沖積低地全体の水文環境全体を制御しようとする活動が現れる。河内湖の排水、条里地割と大規模な築堤、主要な分流路の固定・変更などである。いっぽうこの時代には、長瀬川、平野川からの粗粒シルトを主とする氾濫原堆積物が広範囲に累重する。集水域での森林の減少と耕作地(とくに畑地)の増加，宮都建設の結果であろう．また，中世以来，盛んに行われてきた分流路の築堤と，後背湿地(耕作地)の排水によって構築された水路システムは，いわゆる天井川化をともなって，やがて破綻し，1704年に大和川は人工流路に付け替えられた．しかし，これらの社会-自然複合中のプロセス-応答は，いまだ充分に解明されていない．

＊本講演要旨は，2001年に立命大学で開催された第50回埋蔵文化財研究会での口頭発表内容をその後の調査にもとづき修正したものである．

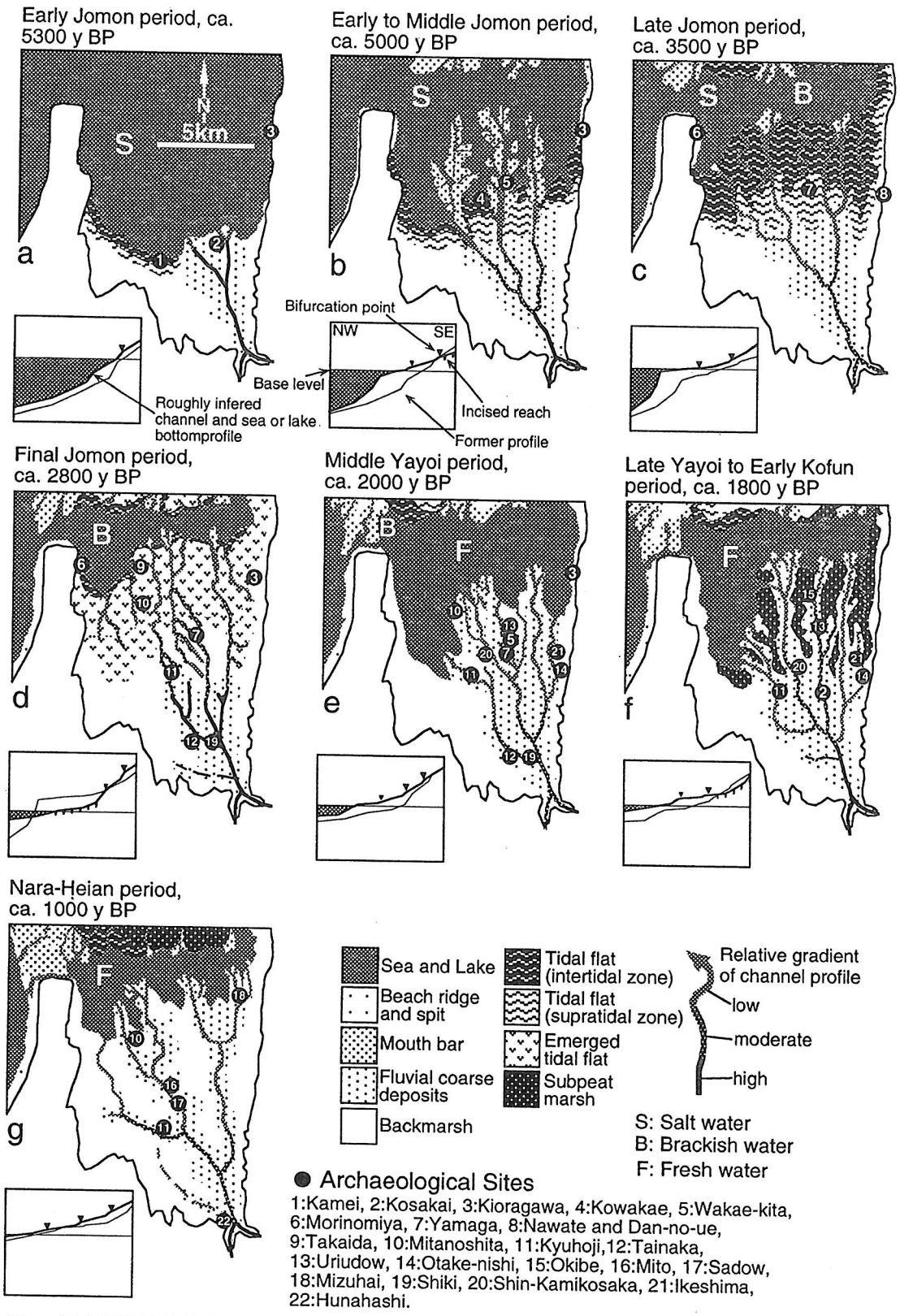


図2　河内平野沖積低地南部の河川地形発達と代表的流路縦断面形の模式図

S-3

堀・溜池堆積物中の微粒炭と球状炭化粒子からみた過去100年間の火災史および化石燃料燃焼史

村上晶子（大阪市立大学理学研究科）・井上　淳（日本学術振興会特別研究員）

Akiko MURAKAMI and Jun INOUE; The fire and fossil fuel combustion history for about 100 years by analyzing charcoal and spheroidal carbonaceous particles of moat and pond sediments in Osaka, southwest Japan.

1. はじめに

人類紀である第四紀に人類は火を使用したが，その燃料は時代とともに変化した．また，火災も自然発生的な森林火災から人為的な燃焼，建物火災などへ多様化した．これらのバイオマス燃焼に伴って発生する微粒炭（charcoal）や球状炭化粒子（SCP, Renberg and Wik, 1985; Rose, 1996）は，堆積物中に良く保存されることから，過去の植物燃焼史や化石燃料燃焼史，さらにそれに伴う環境変遷を理解するのに有効である．

国内ではほとんど注目されていなかった微粒炭と球状炭化粒子について，人間活動の中心である都市の堀・ため池堆積物を研究対象として，人間活動に伴って発生した火災の歴史と石炭・石油など化石燃料燃焼史を解読することができた．さらに，球状炭化粒子分析からは使用燃料種の変化を明瞭に捉えることができた．今回はそれらの研究成果のうち，主として大阪城内堀・外堀堆積物について報告する．

2. 調査地域概要

調査地域である大阪は，古くから都市として繁栄し，産業革命以降は工業の中心として発展してきた．1920年代以降から工業化に伴う人為汚染が深刻な問題となり，1960年代後半以降はこの反省のうえに環境保全活動に努めている．大阪市の中心地に位置する大阪城内堀・外堀（大阪市中央区），大阪市南部の長池（大阪市阿倍野区）において，柱状試料を採取した．さらに，大阪市及び周辺域のため池14ヶ所より表層試料を採取し，以下の方法で分析を行った．

3. 試料採取および分析方法

大阪城堀堆積物及び長池試料の柱状試料はそれぞれ2cmの厚さにスライスし，分析試料とした．分析はRhodes(1998),Garnett *et al.*(2000)を一部改良して行った．大阪城堀堆積物は湿潤試料1cc，長池試料は乾燥試料1gを採取し，過酸化水素水処理を行い，125μm, 250μmの篩に通し，微粒炭・球状炭化粒子を抽出する．篩を通過したものをプレパラートに貼付し，光学顕微鏡で検鏡を行った．篩に残ったものは，実体顕微鏡を用いてそれぞれ試料1cc, 1g当たりの微粒炭・球状炭化粒子の個数をカウントした．また，ため池表層試料は乾燥試料1gを採取し，同様に分析を行った．

4. 結果及び考察

分析の結果，粗粒な微粒炭は，内堀では深度80cm，外堀では深度50cmで含有量が著しく増加する層準が確認された．一般に細粒な微粒炭は火災場所から広域に風送運搬されるのに対し，粗粒な微粒炭は火災現場の近隣に沈積するとされている．大阪の歴史の中でもっとも大規模な火災は1945年の大阪大空襲である．この時，大阪市街地のほぼ全土が焦土となり，大阪城や近隣する大阪砲兵工廠も炎上・破壊された．この微粒炭の濃集層準が1945年の大空襲を示す可能性が極めて高い．一方，球状炭化

粒子は内堀では深度 40cm, 外堀では深度 14cm から急増する傾向があり, これは, 化石燃料の使用増加に関連していると考えられ, 球状炭化粒子の含有量変化から使用化石燃料の使用量変化が読み取れることを示している. さらに, 球状炭化粒子の表面構造からは使用化石の燃料の種類変化を読みとることができた. また, この結果からは, 近年の環境保全活動が功を奏していることも読みとれる.

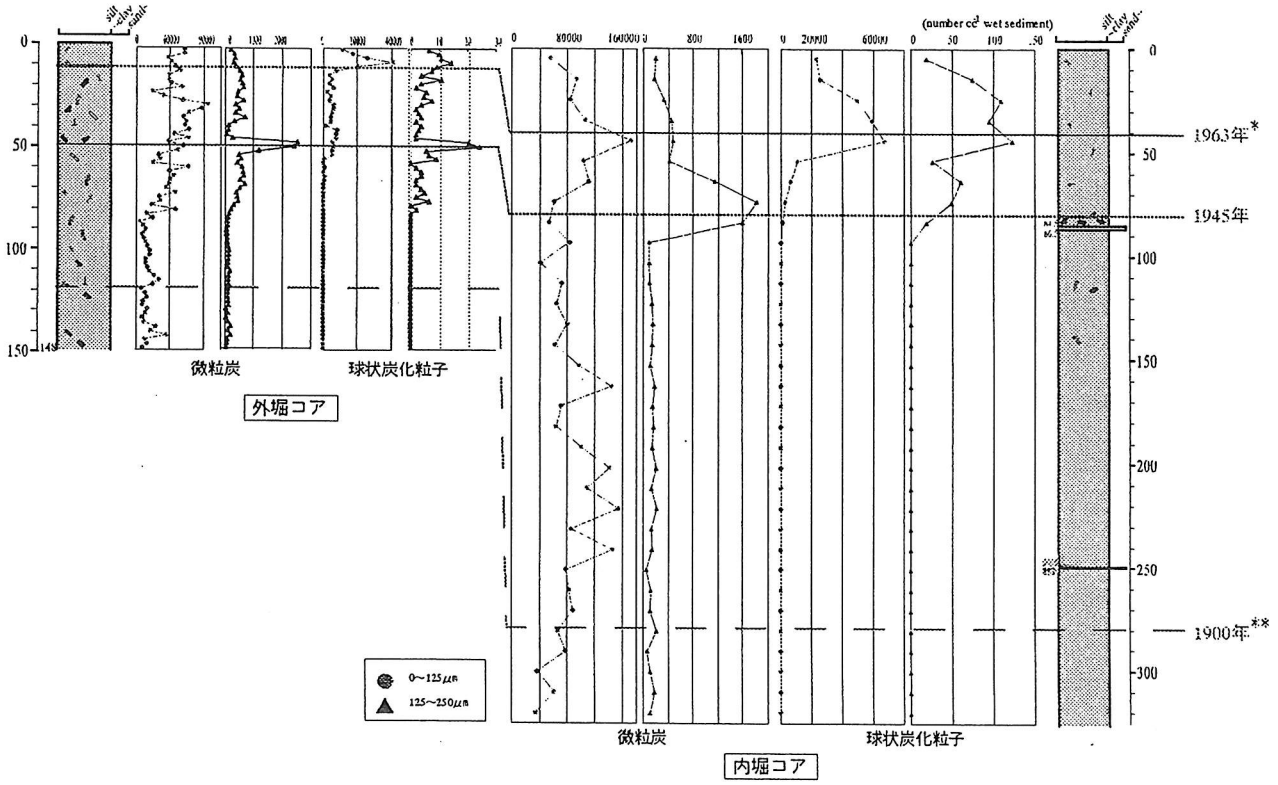


図1　大阪城外堀・内堀コアにおける微粒炭・球状炭化粒子の含有量変化

年代については, *Cs^{137}分析（山崎, 2002）, **重金属元素分析（稲野, 2003）を参考にした.

引用文献

Garnett, M. H. , P. Ineson and Stevenson, A. C. , 2000, Effects of burning and grazing on carbon sequenstration in a Pennine blamket bog, UK. *The Holocene*, **10**, **6**, 729-736.

稲野伸哉(2003)大阪城堀堆積物からみた過去約 100 年間の重金属汚染の歴史.大阪市立大学理学研究科 2002 年度修士論文.86p.

Renberg, I and Wik, M. , 1985, Soot particle counting in recent lake sediments. An indirect counting method. *Ecol. Bull.* , **37**, 53-57.

Rhodes, A. N. , 1998, A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores. *The Holocene*, **8**, 113-117p.

Rose, N. L. , 1996, Inorganic fly-ash spheres as pollution tracers. *Environ. Pollut.* , **91**, 245-252.

山崎秀夫・坂口裕子・澤田収俊・稲野伸哉・廣瀬孝太郎・三田村棟樹・吉川周作(2002)江戸時代の環境汚染を探る;大阪城のお濠堆積物に記録されていた重金属汚染の歴史.日本分析化学会第 63 回分析化学討論会講演集,62.

S-4

大阪城堀および大阪近郊のため池堆積物から見た過去約100年間の重金属汚染の歴史

稲野伸哉（大阪市大）・山崎秀夫（近畿大）・吉川周作（大阪市大）

Shinya INANO, Hideo YAMAZAKI, Shusaku, YOSHIKAWA ; History of the heavy metal pollution recorded in the sediment cores from Osaka Castle Moat and suburban ponds in Osaka Prefecture, Japan

はじめに

大阪は明治維新以降に産業活動が急速に発達した地域のひとつである．産業活動の近代化にともなう環境汚染の実態を歴史的に解析することは環境科学的にも重要な課題である．しかし，汚染物質の動態は様々な環境要因によって影響を受けるため，その解析は容易ではない．水域に沈積した堆積物は外的要因によって乱されていなければ，過去から現在までの汚染の歴史を解析するのに適している．本研究では大阪城堀で採取した堆積物の重金属元素(Pb,Cu,Zn)の分布から，大阪城周辺における重金属汚染の歴史の解明を試みた．併せて大阪近郊の4つのため池から採取した堆積物中の重金属元素の鉛直分布を大阪城堀堆積物のそれと比較検討し，堆積物に記録された大阪近郊における重金属汚染の特徴と類似点について考察した．

調査地および分析方法

堆積物の採取は大阪城の内掘と外堀，および長池，狭山池，小寺池，畑大池で行った．大阪市内にある長池と高槻市内の小寺池は都市域にある皿池で，大阪狭山市の狭山池と柏原市の畑大池は谷池である．それぞれの池や堀から深さ約1~3mの柱状堆積物を採取した．各堆積物は，ほぼシルト~粘土からなる細粒堆積物であった．堆積物中の重金属元素は環境標準試料Estuarine Sediment(NIST SRM1646)を標準物質として用いる蛍光X線分析法で同時定量した．

結果および考察

重金属元素(Pb,Cu,Zn)の分析結果を図1に示した．大阪城堀堆積物中の重金属元素は江戸時代に相当する堆積物下部では低いが，明治維新(1868年)頃から濃度の増大が始まる．外堀と内掘は近接しているにもかかわらず，第二次世界大戦以降の濃度変動の傾向が異なる．外堀は第二次世界大戦中に高濃度を示し，戦後一旦は減少するがその後高くなり1960年代にピークを示し徐々に低くなる．重金属濃度が1930年頃から1950年代末まで特徴的に高濃度を示しているが，これは明治初期から終戦まで大阪城外堀に隣接して操業していた大阪砲兵工廠から排出された汚染物質の影響を大きく受けていたことが示唆される．一方，内堀堆積物の重金属元素濃度は第二次世界大戦中には外堀に比べ高濃度を示さないが，1945年ごろから増加傾向が強くなり1960年代をピークに徐々に減少する．この変化は皿池である長池や小寺池の濃度変化に類似している．大阪市内の長池でも戦前に高濃度の重金属元素が検出されることから，大阪市内では，戦前においても極めて高度な重金属汚染が起きていたと考えられる．

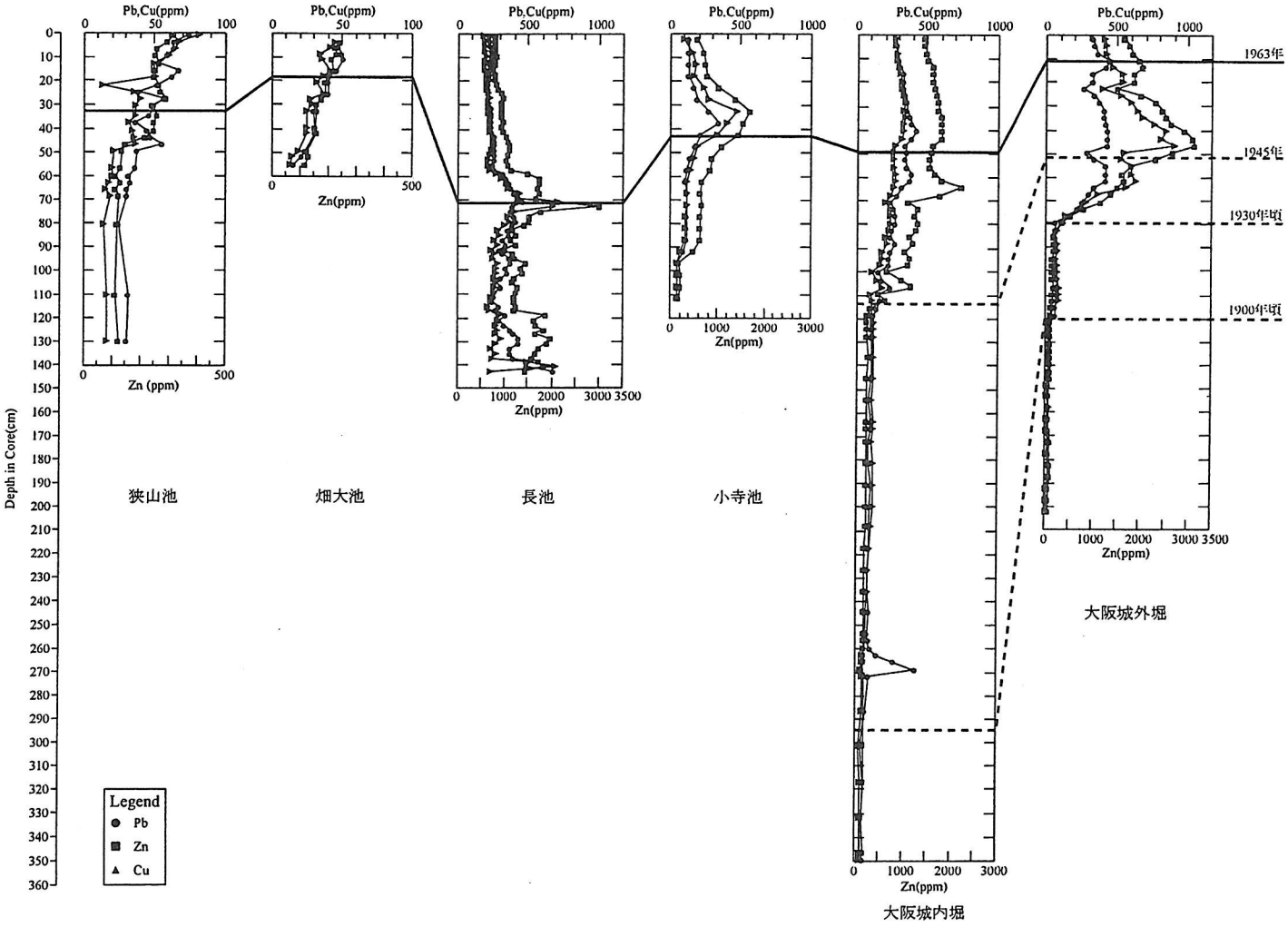


図1　ため池・堀堆積物における重金属元素(Pb, Cu, Zn)濃度の鉛直変化

S-5

濃尾平野の完新統最上部に記録された堆積場の変遷

小野映介（名古屋大・院）・海津正倫（名古屋大・環境）
・鬼頭剛（愛知県埋蔵文化財センター）

Eisuke ONO, Masatomo UMITSU, Tsuyoshi KITO: Changes of Flood Deposits Area Recorded in Most Upper Holocene, Nobi Plain, Central Japan

はじめに

日本では 1970 年代以降，完新統を対象とした層相・層序研究や海岸低地の地形変化に関する研究が活発に行われた．特に，完新世における地形変化を対象とした研究では，相対的海水準変動との関係について多くの議論がなされ，海岸低地の形成に相対的海水準変動が密接に関連していることが明らかになった．これに対し，低地の形成に重要な役割を果たすと考えられる河川の動態および河川によってもたらされる堆積物の堆積過程については十分な検討が行われてきたとは言えない．

本研究では濃尾平野の完新統最上部を対象として，特に河道の変化とそれにともなう堆積場の変化に注目して低地の地形形成過程について検討した．

研究方法

濃尾平野の沖積低地部には，数多くの考古遺跡が立地する．これらの遺跡の営まれた時代や分布について詳細に検討するとともに，各遺跡について遺構や遺物の検出状況，古環境に関する情報を整理した．また，濃尾平野を対象とした既存の地形・地質研究について，先に記した観点から再度検討した．以上の資料をもとに，低地内における堆積環境の差異を明らかにし，河道変化や堆積の場の変化について推定した．

遺跡分布の変化

濃尾平野の沖積低地部における遺跡分布の変化を図１に示す．対象地域に分布する縄文時代中期後葉に営まれた遺跡の多くは縄文時代晩期まで継続しており，これらの遺跡は，木曽川扇状地の東部からその前縁部に広がる氾濫原の比較的狭い地域に集中して立地する．その後，縄文時代晩期には遺跡の数が若干増加する．それらの分布域は以前に比べて拡大し，遺跡の多くは木曽川扇状地の前縁部の氾濫原に集中する．弥生時代になると遺跡数は急速に増加するとともに，分布域は低地南部の三角州域にまで拡大する．古墳時代以降の時期には遺跡の分布域にそれほどの変化は認められないが，遺跡数としては増加の傾向が認められる．

堆積場の変遷

4,300-3,000yrBP（縄文時代中期後葉～後期）：既存のボーリング資料や ^{14}C 年代値から，粗粒な堆積物の堆積が低地北部の広域で進行していたことが明らかとなっているが，低地東部には比較的安定した環境で営まれた遺跡も存在する．従って，河川による堆積は低地北部に集中していたと考えられる．また，堆積の及ばない平野東部には，この時代以前の堆積作用によって形成された古い地形面の存在が推定される．

3,000-2,200yrBP（縄文時代晩期～弥生時代前期）：低地北東部の木曽川扇状地扇端部から氾濫原への移行部に立地する遺跡において，黒色を呈する腐植質の堆積物中から遺物が検出され，この地域における静穏な堆積環境が推定される．しかし，この間にも海側の地

域では三角州前置層の堆積域の拡大が認められることから，河川上流域からの土砂供給が停止していたとは考えにくく，氾濫原を貫流する河川は堆積物を海側へと供給するバイパス的な役割を果たしていたと推定される．

なお，2,300-2,100yrBP については低地の複数地点において採取した堆積物の分析結果から，低地に供給される土砂の量が増加するとともに三角州離水域の急速な拡大が進行したことが明らかとなっている．三角州の離水は平野南西部の現津島市市街地付近で顕著に認められ，平野東部ではそれほどの進行は認められない．このことから，堆積物をもたらす河川の本流は現木曽川河道付近に相当する低地の中央部からやや西側を流れていたと考えられる．弥生時代中期以降に営まれた遺跡はこうした三角州離水域の拡大域に対応して立地する．現在につながる河川の顕著な西進傾向はこの頃から生じ始めたと考えられる．

1,800yrBP-（古墳時代以降）：低地南西部における三角州の拡大が引き続き進行するとともに，低地南東部ではそれまで埋め残されていた内湾の埋積が進行した．この低地南東部における三角州の拡大には，庄内川による堆積が作用したと考えられる．なお，1,300-1,200yrBP については，低地の広域で自然堤防が形成されたほか，平野西部の堆積物が泥炭層から有機物を含まないシルトへと変化した．これらのことから，低地内陸部における堆積活動が活発化したと考えられる．

以上から，縄文海進最盛期以降，濃尾平野では木曽川の堆積作用が卓越しており，河道の変化にともなって幾つかのローブ状の堆積域を形成しながら地形の発達がなされたことが明らかとなった．

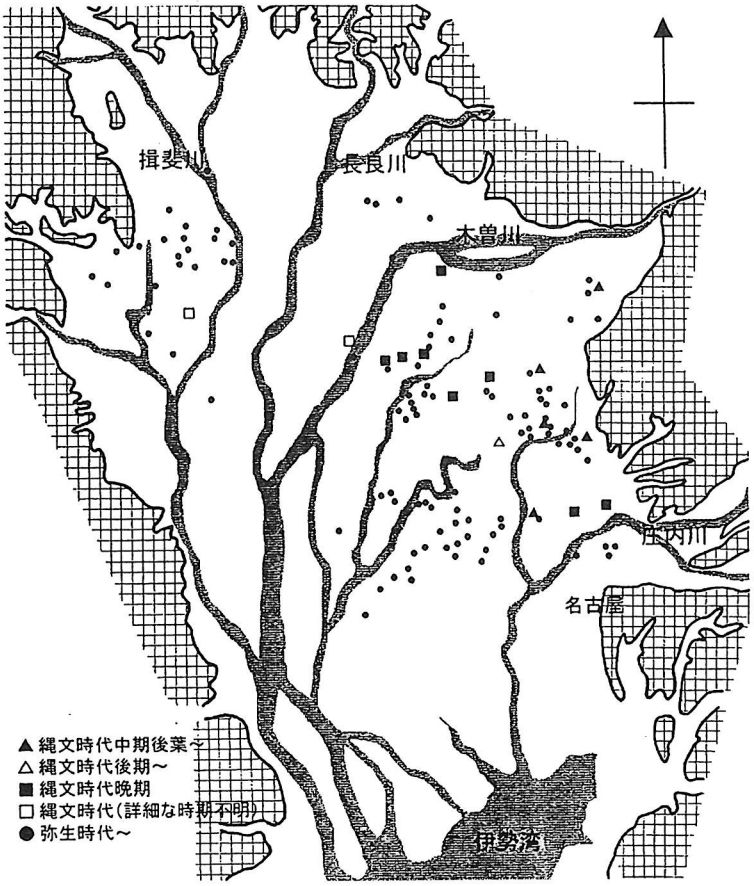


図１　遺跡分布の変化

S-6

東京湾北部沿岸地域の沖積層

石綿 しげ子（基礎地盤コンサルタンツ）

Shigeko ISHIWATA : Holocene and late Pleistocene deposits in the northern parts of Tokyo Bay, central Japan

1．はじめに

東京湾沿岸域に広く分布する沖積層は，最終氷期極相期以降の海水準変動に伴って形成された堆積物として，堆積相や層相変化などから２サイクルの海進が認められており，これまでの研究から，下部の七号地層，上部の有楽町層に区分されている。従来，沖積層の研究は，関東大地震後の災害復旧に関わるボーリング調査をまとめた「東京及び横浜調査報告」（復興局建設部，1929）が最初とされている。その後，都市開発に伴うボーリング資料を利用した青木ほか（1966）などの研究から，東京低地の沖積層に埋もれた谷地形や浸食平坦面の存在，沖積層の２分化が提案された。この考え方に基づき「東京都地盤地質図」（東京都土木技術研究所，1969）では沖積層を七号地層と有楽町層に区分している。これらの成果をもとに東京港地区の「東京港地盤図（Ｉ）」（東京都港湾局，1972）では沖積層を細分し，さらに清水（1972）は七号地層上部と有楽町層下部の粘性土層の相違を土質工学的に検討した。一方，東京湾とその周辺の沖積層の層序や埋没地形は，海水準変動に伴う堆積環境の変化や地形変化などの研究から，次第に明らかにされていった。Matsuda（1974），Kaizuka et（1977）は，東京低地から東京湾へ向かってのびる埋没谷を，海面低下期に形成された扇状地性の河道跡と考え，基底の礫層を BG と提唱した。この埋没谷は古東京谷，河道は古東京川と呼ばれている。遠藤ほかの一連の研究（1983 ほか）では，関東平野から東京湾に広がる沖積低地を総合的に検討し，海水準変動に伴う地形変化や堆積相から，七号地層の上位に有楽町層は重なり，有楽町層の基底礫層 HBG が堆積していることを，明らかにした。また，堆積環境が地盤特性に及ぼす影響に関する研究委員会（1995）では，様々な影響をうけて堆積した沖積層の堆積過程について，地質的判断をふまえて堆積環境と土質工学的特性と関わりから検討をしている。最近，作成された「新版東京港地盤図」東京都港湾局（2001）では，東京都港湾局（1993）による層序ボーリング調査から得られた理学情報と，第四系の層序，堆積環境と土質特性などからみた地域地質を基礎として，沖積層は堆積相の変化と土質工学的特性の関係から地層区分をしている。

そこで，本報告ではこれまでに得られた理学・土質質工学の情報をもとにして，東京港周辺地域の沖積層の地層区分とその基底地形や堆積相及び土質特性との関わりについて述べる。

2．沖積層の地層区分

沖積層の地層区分については，清水（1972）はテフラや年代測定，珪藻分析，Ｎ値及び土質試験結果などを相互に検討している。遠藤ほか（1984）はＮ値，岩相のほかに，沖積層の基底面と BG，テフラや年代測定との整合性，古生物の棲息環境の特徴と対比の基準を明確化に重点をおいて層序を組立て，地層を区分している。

ボーリング柱状図による地層区分は上記の方法を参考にして，柱状図の記載，分布深度，Ｎ値，

層相の特徴(テフラ，貝殻片などの含有物の状態に注目)を確認し，土質試験結果などを加えた検討を行なうことが可能である。地質層序の組立ては，地層の堆積構造を把握するため，地層の連続性，層厚変化などを分布図で表わし，縦横方向の地質断面図から地層区分の妥当性を確かめ，従来からの層序を比較して総合的な判断を行なう。

ここではボーリング柱状図から沖積層を区分する際に，要点となる埋没地形の特徴，地層構成，古生物の生息環境と土質特性及び年代測定などの資料をもとに，沖積層の概要について述べる。

２．１　埋没地形

図１のように東京湾北部沿岸地域には，沖積層の基底深度から埋没谷と埋没平坦面などのような基底面を形成する埋没地形がみられる。埋没谷は-50～-70m(標高表示以下同じ)にあり，東京低地から連なる古東京谷は東京港の中央部では-80m以深と深くなる。古東京谷の支谷となる神田谷は，武蔵野台地から流下する中・小河川へ向かって埋没谷が続いている。埋没谷はBGを堆積する谷底面をつくり，その谷幅は東京港内の古東京谷で約 2km，神田谷では約 1km と狭細な地域にあるが，周囲には埋没段丘面や波食面などの平坦面が存在する。埋没段丘面は断片的ではあるが，-30～-40mより浅部に武蔵野面や立川面相当の段丘面が分布する。各段丘面は層序ボーリング試料では礫層直上にテフラが確認され，ボーリング柱状図からは層相，観察記事及び堆積面高度などより判断できる。波食面は-5m付近，-10～-15m付近に広く発達し，テフラは分布せず，また武蔵野台地の崖線付近まで達することから，縄文海進による形成と考える。なお，平坦面は他の深度にも存在するがその成因は不明である。

２．２　地層構成

沖積層は埋没谷で厚さ 50～80m程度と厚く，七号地層と有楽町層が分布する。有楽町層と七号地層の地層境界は -35～-50m付近にあり，埋没平坦面が分布する深度にあたる。図２の横断面図には，七号地層の谷底面よりも大きい有楽町層の谷底面がみられる。七号地層(N)は厚さ 20～30mあり，厚さ 5～10m程度の砂質土と粘性土の上方細粒化層からなり，３回の繰り返しと上方薄層化を伴う。下底のBGは厚さ 4～8m前後にある。有楽町層(Y)は厚さ 40m前後にあり，土質特性から上部層と下部層に分けられる。上部層は砂泥互層と貝殻混じりシルトからなり，下部層は砂質シルトとシルト質細砂の互層からなる。局部的に下限の-40m付近ではカキ殻が密集する。

図２には東京港のほぼ中央部を東西に横断する地質断面図を示す。沖積層の下位には，埋没段丘(Bt)，下総層群，上総層群(K)が分布する。下総層群はテフラ対比，年代測定などから上部の東京層(T)と下部の江戸川層(E)に区分される。

２．３　土質特性と古生物の堆積環境

清水(1972,1984)は七号地層と有楽町層について土質工学的検討を行なう中で，海水準変動に伴う珪藻の垂直的な生息環境と堆積相の変化，土質特性(N値，粒度組成、含水比，液性･塑性限界など)とに相関性がみられるとしている。有楽町層上・下部の境界は，-30m付近に分布する貝殻混じり細砂や中砂を着目している。粘性土では，上部はN値 0～4 に対し，下部はN値 1～7 と増加し，上部は下部よりも砂分含有率が高く，含水比や液性限界は低い。

有楽町層と七号地層の地層境界は層相変化のほかに，七号地層は有楽町層よりもシルト分の含

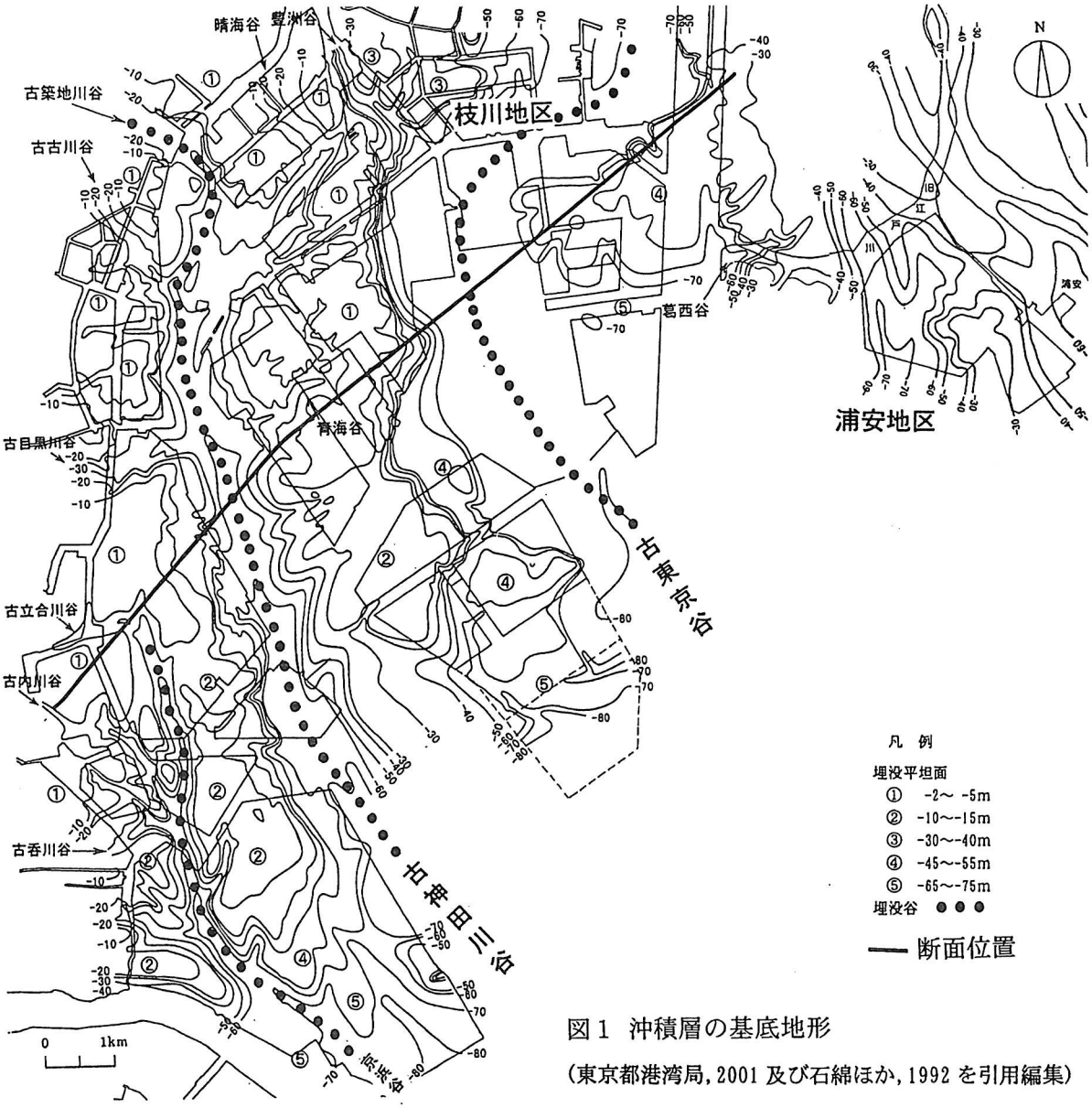


図1 沖積層の基底地形

(東京都港湾局, 2001 及び石綿ほか, 1992 を引用編集)

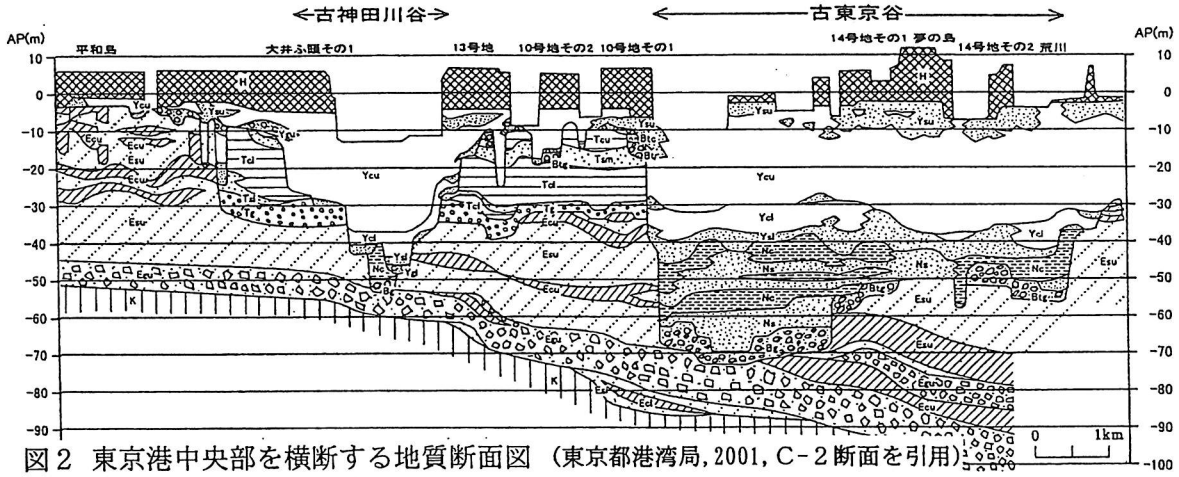


図2 東京港中央部を横断する地質断面図 (東京都港湾局, 2001, C-2断面を引用)

有率が高く，含水比や液性限界は深度方向への変化が小さい事などに着目している。七号地層の粘性土層はN値 5～15 を示し，一軸圧縮強さ，圧密降伏応力などの強度特性は有楽町層と比較して大きい。図３に古東京谷に位置する枝川地区の珪藻分布と土性図を示す。珪藻は-45m 付近を境にして，下部は汽水・淡水生種で占められ，上部は淡水生種から海生種へ急激な変化を示す。上部の堆積相は１回の海進期の堆積サイクルを示し，有楽町層と判断される。珪藻分布と土性図を比較すると，有楽町層の粘土・シルト分の含有率と海生種の出現率は相関性がみられ，自然含水比や液性限界にも同様の傾向がみられる。

２．４　古生物の堆積環境と年代測定

浦安地区の埋没谷(浦安谷)において石綿ほか(1992)は，沖積層の珪藻分布及び土質特性との関わりによる堆積環境を報告している。この埋没谷の有楽町層と七号地層の境界は-50m前後に，また，七号地層と下総層群との境界は-60m前後にある。珪藻の生息環境は枝川地区と類似しており，古東京谷とその周辺域の古環境は共通性があると考える。そこで，東京低地では測定される多くの年代資料を参考にして，環境変化を示す推定深度と堆積年代を検討してみた。この結果，-15m以浅:海生種が減少する(約 3500 年前以降)，-35m前後:海生種を優勢とする(約 6000 年前頃)，-35～-40m前後：珪藻殻数の減少(約 9000 年前頃)，-45～-50m付近：海生種が出現する(約 11000 年前頃)，約-55～-60m以浅：淡水生種(約 13000 年前以降)，約-65m以浅：淡水生種(16000 年前以降)などが推定される。

３．今後の課題

東京湾沿岸域の沖積層は，地盤図の整理により，従来よりも詳細な堆積過程が把握できるようになった。地域性を考慮した海水準変化，土砂供給と堆積速度，水深変化と土質特性などの関わりに基づく適切な層序の検討が必要である。特に七号地層の堆積過程の検討には，多くの古生態環境，年代測定情報の増加が期待される。

また，土地改変が進むことにより，沖積層の粘性土は年代効果のほかに，埋立荷重，諸原因による地下水位の低下などより，圧密を受けて強度や土質特性の変化が予想され，これらの履歴を留意した土質特性を評価することが望まれる。

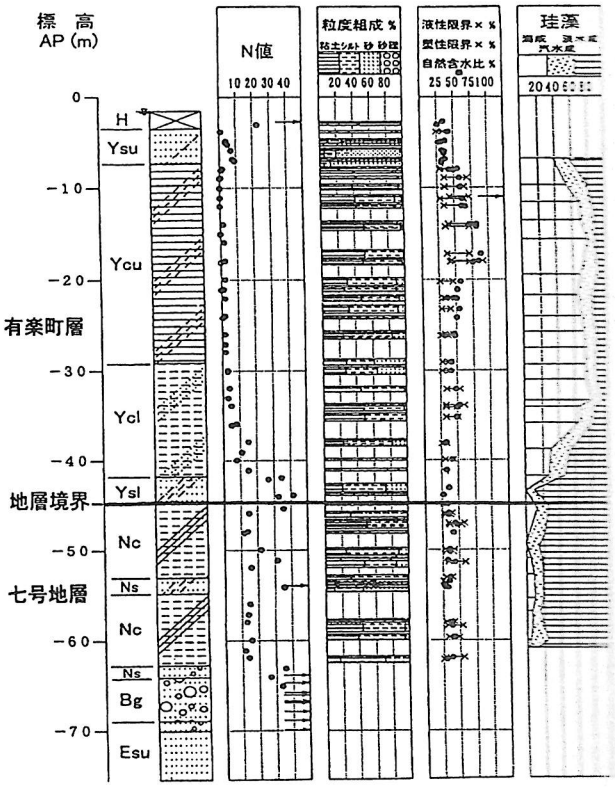


図３ 枝川地区の沖積層，土質特性，珪藻生息環境の比較
(東京都港湾局，2001 を引用)

S-7

東京低地から中川低地の沖積層の堆積相と層序区分－ボーリングコアの高精度解析に基づいて－

木村克己・ 宮地良典(産総研)・石原与四郎(福岡大学)・田辺晋・ 稲崎富士・中島　礼・原未来也(産総研)・ 中山俊雄(東京都土木技術研究所)・ 八戸昭一（埼玉県環境科学国際センター)・中澤努・堀和明・斎藤文紀(産総研)

Katsumi KIMURA, Yoshinori MIYACHI, Yoshiro ISHIHARA, Susumu TANABE, Tomio INAZAKI, Rei NAKASHIMA, Mikiya HARA, Toshio NAKAYAMA, Shoichi HACHINOHE, Tsutomu NAKAZAWA, Kazuaki HORI, Yoshiki SAITO: Sedimentary facies and stratigraphy of the Latest Pleistocene to Holocene incised-valley fills in the Tokyo and Nakagawa Lowlands, Kanto plain – integrated approach of high-resulutional sediment core analysis -

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは平成 14 年度から都市地質プロジェクトを開始した．本プロジェクトでは，大都市の地震等災害軽減・環境保全・都市再生等に資することを目的にして，大都市圏平野部の地下地質・構造の調査・探査とその技術開発，および地震動等の評価技術の開発を進め，平野地下の総合的で高精度な地盤情報の整備とそれを基礎にした地震動・地下水流動系・地盤工学的特性の評価を行う．産総研の地質分野内の４研究ユニット連携，都土木技術研究所・埼玉県環境科学国際センター等との産学官連携による研究体制を構築し，都市地質学という総合的研究分野の確立を目指している．

主要なテーマの一つとして，首都圏東部に分布する沖積層について，層序・堆積環境解析に関する研究と埋没谷の形状・物性評価に関する地球物理・土質工学的研究を融合させた総合研究を実施している．

本講演ではその概要とともに，首都圏の沖積層の層序学的研究成果に焦点をあて，５本のオールコアボーリングに関する 1)堆積相・物性，2)放射性炭素年代測定値(合計 86 個)，3)貝化石，などのデータに基づき，堆積相・堆積システム区分とそれに基づく七号地層と有楽町層層序区分の再評価，および関連する土質工学的評価の問題について発表する．

検討したコアとコアサイト

今回検討に用いた６本のボーリングコアサイトを図１に示す．その中で，産総研で掘削して得たコアは埼玉県草加市柿木の GS-SK-1，東京都江戸川区小松川の GS-KM-1 であり，他の４本のコアは都土木技研所有のコアである．埋没段丘面上で得られた舎人公園コア以外はいずれも埋没谷底に位置する．なお，GS-SK-1 と GS-KM-1 に関する高精度解析結果については，宮地ほか，石原ほか，原ほかの各講演要旨を参照のこと．

堆積相・堆積システム

図２に，埋没谷底沿いの模式的な南北地質断面図として，北から南へ GS-SK-1，GS-KM-1 そして都土木技研コアの堆積柱状図と堆積相区分を示す．沖積層はトウキョウホタテなどの海成の貝化石群集を含む上部更新統の砂層を不整合に覆う．沖積層は層相と生物相に基づき，7 つの堆積相から構成される 3 つの堆積システムに区分することができる．下部の堆積システムＩは，上

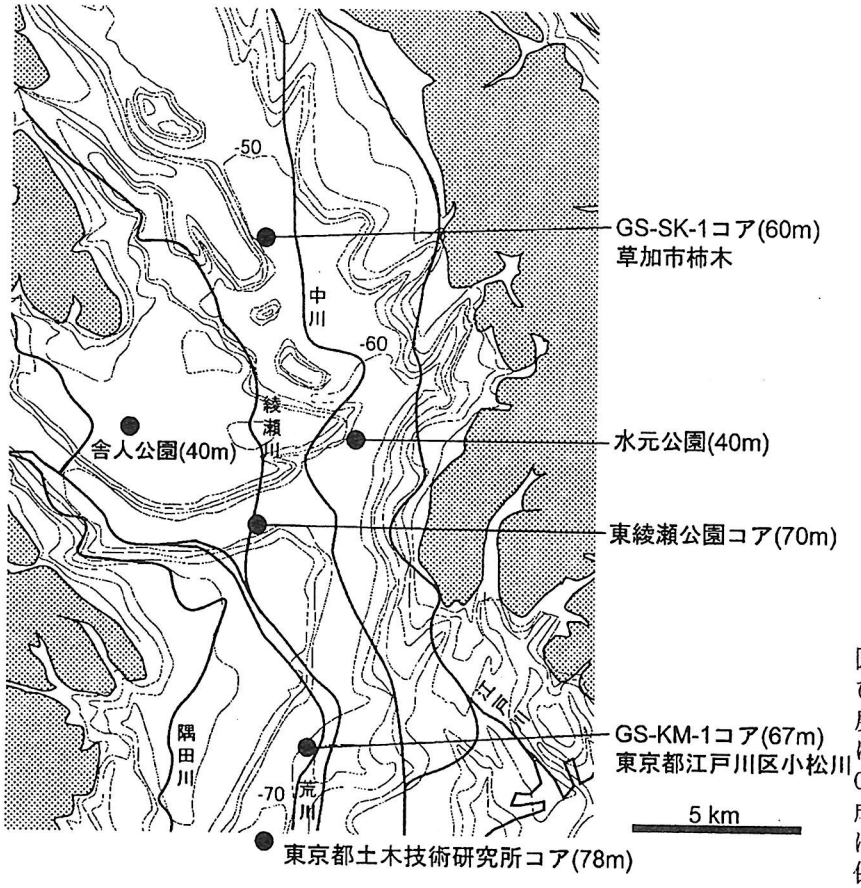


図１．東京・中川低地および周辺地域の沖積層の等深度線図とコアサイト（遠藤ほか，1988に基づき編集）．GS-SK-1，GS-KM-1コアは平成14年度に掘削，他のコアは東京都土木技術研究所の保管コア．

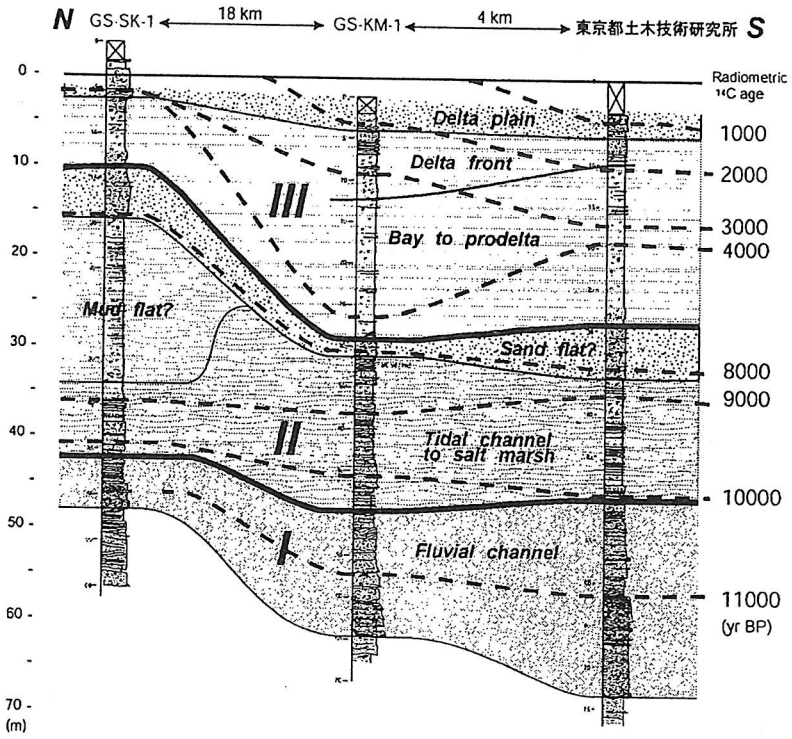


図２．GS-SK-1・GS-KM-1・都土木技研コアの地質断面．点線は，11000 yr BPからの1000年単位の同時間線を示す．図中のローマ数字は堆積システムの区分．

方細粒化する砂礫層（河川充填堆積物）から構成され，河川システムに相当する．中部の堆積システムIIは，全体に汽水成の貝化石を含み，その下部は，砂泥互層（潮汐チャネル・塩水湿地堆積物），もしくは泥層（泥質干潟堆積物？），そしてその上部は，一部侵食的に累重し，汽水・海水成の貝化石を多産する砂層（砂質干潟堆積物？）から構成される．堆積システムIIは，エスチュアリーシステムに相当する．上部の堆積システムIIIは，下位から海成貝化石を多産する泥層（プロデルタ堆積物）・砂泥互層（デルタフロント堆積物），そして汽水成の貝化石を含む砂層（デルタプレーン堆積物）から構成される．

AMS^{14}C年代は計86試料の貝化石ないし材をBeta社に依頼し年代値を得た．図2にはそれに基づき1000年単位で同時間線を描いている．今回得られた年代値は11000yrBPから800yrBPである．年代試料を得ることができなかった基底礫層を除き，大半の沖積層は完新統に属しており，一連整合の地層累重をしめしている．沖積層の堆積シーケンスIは11000yrBP前から始まり，その上に10000yrBP頃に堆積シーケンスIIが累重している．堆積シーケンスIIからIIIへの累重関係は，8000yrBP頃に認められ，汽水成・海成の貝殻片を多産する砂層の砂質干潟相で特徴づけられ，最上部の堆積シーケンスIIの上位に，堆積ユニットIIIのプロデルタ相の泥層が重なる．

考　察

東京低地およびその周辺域の沖積層の層序に関する一般的な考え方は，青木・柴崎（1966），青木（1969）による層序区分を基礎に詳細化され次のようにとらえられている．1）沖積層は下部の七号地層と上部の有楽町層に区分され，両者は不整合で境される（青木・柴崎，1966；青木，1969；東京都土木技研，1970）．2)七号地層はおもに淡水成～汽水成の礫・砂泥互層からなり埋没谷底には基底礫層（BG）を伴い（Matsuda, 1974ほか），有楽町層は下部の海成の粘土・シルト層と上部の砂層からなる淡水成からなり，基底には砂礫層や礫混じり砂層が分布する（HBGと命名；Endo et al., 1982）．3）七号地層は最終氷期以降～1万年，有楽町層は完新世相当である（Shibasaki et al., 1971ほか）．

しかし，堆積相および放射年代を詳しく調べた本論の検討結果からは，七号地層と有楽町層とは本論の堆積ユニットIIとIIIの境界にあたり，両者は8000yrBP頃に整合的に重なったこと，そして七号地層と有楽町層の大半は完新統にあたる，ことが考えられる（表1）．

従来，七号地層と有楽町層とでは土質工学的特性に大きな違いが有り，東京臨海部の泥層で比較すると，有楽町層ではN値0-3，正規圧密状態であるのに対して，下位の七号地層ではN値7以上，過圧密状態であると理解されている（例えば地盤工学会，2000）．今回調査したGS-SK-1コアについても有楽町層と七号地層間での土質特性の明瞭な違いが得られている（表1）．このような違いをもたらした主要な要因として，これまで七号地層の土質特性を更新統のように年代効果と過去の荷重の除去をあげることがある．しかし今回示した両層の特徴とその整合的関係は両層の土質特性の違いが主に堆積環境に起因していることを意味している．また，GS-SK-1とGS-KM-Iコアの比較から，同一層準においても堆積環境の違いから大きく土質特性が異なる場合があることを示している．すなわち今後沖積層の高精度な堆積相・堆積環境の解析とその面的な評価によって，沖積層の土質工学的な特性を高精度に予測できるものと期待される．

堆積システム	堆積相(岩相・化石相)	N値	S波速度 (m/sec.)	年代 (Radiometric ^{14}C age)	埋積様式	層序区分案
III	泥～砂に上方粗粒化 海性の貝化石	0-5	120-200	8,000 yr BP～現在	前進	有楽町層
II	砂泥互層(東京低地) 泥(中川低地) 汽水性の貝化石	8-35	220-280	10, 000～8,000 yr BP	累重的に後退～累重	七号地層
I	礫質砂～砂に上方細粒化 木片	20-60	280-380	～10, 000 yr BP	累重的に後退？	七号地層

表1. 堆積システム，土質工学的特性，AMS^{14}C年代と層序区分案.

文　献

青木滋，1969，東京低地の第四紀層について．地質学会シンポ資料集「海岸平野」，15-20．青木滋・柴崎達雄，1966，海成“沖積層”の層相と細分問題について．第四紀研究，5，113-120.

Endo et al., 1982, Proc. Inst. Natural Science, Nihon Univ. Earth Science, 17, 1-16.

地盤工学会，2000，東京の地盤，ジオテクノート，126 p.

Matsuda, 1974, Geogr. Repts. Tokyo Metrop. Univ.　9, 1-36.

東京都土木技研，1970，地盤地質図（23 区）.

Shibasaki et al., 1971, Quaternaria, 14, 217-236.